ISSN 0366-0909

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 79

ГЕОС

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
КОМИССИЯ ОНЗ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ
ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ РАН

RUSSIAN ACADEMY OF SCIENCES
COMMISSION FOR STUDY
OF THE QUATERNARY
GEOLOGICAL INSTITUTE RAS

ГЕОС

BULLETIN
OF THE COMMISSION
FOR STUDY
OF THE
QUATERNARY

№ 79

Bulletin was founded in 1929

Editorial Board:
doctor of geological and mineralogical sciences
YU.A. LAVRUSHIN (editor-in-chief)
candidate of geological and mineralogical sciences
A.N. SIMAKOVA

MOSCOW
GEOS
2021

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

№ 79

Бюллетень основан в 1929 г.

Ответственные редакторы:
доктор геолого-минералогических наук
Ю.А. ЛАВРУШИН (главный редактор)
кандидат геолого-минералогических наук
А.Н. СИМАКОВА

МОСКВА
ГЕОС
2021

УДК 551.7/8
ББК 26.323
Б 98

Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода № 79. – М.: ГЕОС, 2021. – 96 с.
ISSN 0366-0909

В данном номере Бюллетеня содержатся новые материалы по глобальным проблемам изучения четвертичного периода и отдельным региональным вопросам. Новые идеи, изложенные в ряде работ могут представлять интерес для дальнейшего развития фундаментальных проблем квартера в XXI веке.

Для геологов, палеонтологов, палеогеографов, археологов и других специалистов, изучающих проблемы четвертичного периода.

Редакционная коллегия:
Ю.А. Лаврушин (главный редактор), А.В. Панин, А.С Застрожнов
В.С.Зыкин, А.Н. Симакова, И.П. Второв

Рецензенты
доктор геол.-мин. наук Л.Н. Андреичева, доктор геогр. наук А.В.Панин
доктор геол.-мин. наук Ю.А. Лаврушин

Bulletin of the Commission for study of the Quaternary. № 79. – M.: GEOS, 2021. – 96 p.
ISBN 0366-0909

The suggested issue of the Bulletin includes new data in global Quaternary problems and some regional evidence. The presented new ideas may be of interest for subsequent development of fundamental problems of Quaternary in the XXI st century.

The issue is addressed to geologists, paleontologists, archaeologists and other specialists interested in of Quaternary.

Editorial board:
Yu.A. Lavrushin (Editor-in-chief), A.V. Panin, A.S. Zastrozhnov
V.S.Zikin, A.N. Simakova, I.P. Vtorov

Reviewers:
Doctor of Geology and Mineralogy L.N. Andreicheva, Doctor of Geography A.V. Panin
Doctor of Geology and Mineralogy Yu.A. Lavrushin

© Российская Академия наук, 2021
© ГЕОС, 2021

Научное издание

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА, № 79

Компьютерная верства *Р.И.Недумов*

ООО “Издательство ГЕОС”
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114. Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 25.12.2021.
Формат 60×90 1/8. Бумага офсетная. Печать офсетная. Уч.-изд. л. 20,0. Тираж 100 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным оригинал-макетом
в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”, ООО ИПК “Панорама”. 400001, г.Волгоград, ул. КИМ, 6

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 79, 2021 г.

ВАЛЕРИАН ИННОКЕНТЬЕВИЧ ГРОМОВ (1896–1978) – СОЗДАТЕЛЬ ШКОЛЫ БИОСТРАТИГРАФОВ-ЧЕТВЕРТИЧНИКОВ: К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ

И.П. Второв, А.С. Тесаков

Геологический институт РАН, Москва

На основании документальных материалов показана история научной и организационной работы В.И. Громова в изучении геологии четвертичного периода в Институте геологических наук и Геологическом институте АН СССР. Он участвовал в многочисленных экспедициях, выступал с докладами, был автором книг и статей по четвертичной геологии. Его организационная работа охватывала не только руководство отделом и лабораторией, но и большую работу в INQUA и Комиссии по изучению четвертичного периода, редакционную работу в её Трудах и Бюллетене. В.И. Громову были посвящены юбилейные и памятные мероприятия, он удостоен высоких наград и премий, его идеи и методы биостратиграфии четвертичных отложений по-прежнему актуальны.

Ключевые слова: Валериан Иннокентьевич Громов, Комиссия по изучению четвертичного периода, Институт геологических наук АН СССР, Геологический институт АН СССР, Отдел изучения четвертичного периода, Отдел четвертичной геологии, Отдел геологии четвертичных отложений и генетических типов континентальных образований, Советская секция ИНКВА, Комплексы В.И. Громова.
DOI:10.34756/GEOS.2022.17.38238

В.И. Громов в Геологическом институте АН СССР, Москва, 1960-е гг.
Valerian Gromov in the Geological Institute of AS USSR, Moscow, 1960th

В 2021 году отмечается 125-летний юбилей одного из руководителей и организаторов научной работы по изучению четвертичной геологии в СССР Валериана Иннокентьевича Громова. Он известен как заведующий Отделом четвертичной геологии Института геологических наук (ИГН)

и Геологического института (ГИН) АН СССР, основоположник нового научного направления – геология палеолита. В.И. Громов запомнился как неутомимый полевой исследователь, незаурядный учёный-теоретик, и основатель биостратиграфического направления в четвертичной геологии [Никифорова, 1966]. В Комиссии по изучению четвертичного периода он более 30 лет оставался бессменным заместителем председателя, членом редколлегии и ответственным редактором ее Трудов и Бюллетеня. Он также входил в комитеты и ученые советы ИГН, ГИН, Института археологии АН СССР, Института антропологии МГУ, а также являлся почетным членом INQUA [Алексеев и др., 1979].

В Группе истории геологии ГИН РАН хранятся отчёты, анкеты, фотографии, выписки и другие документы о В.И. Громове. Его библиография представлена в Информационной системе «История геологии и горного дела» ГИН РАН. В Архиве также имеются отзывы, характеристики, автобиографии и справки, раскрывающие подробности его научной биографии [Архив ГИН РАН, далее указаны листы].

В автобиографиях и анкетах В.И. Громов с 1945 г. указывал, что родился 13 марта 1896 г. [Л. 124, 128, 130 и др.], но в 1965 г. записал – 27 февраля (по юлианскому календарю, что соответствует 10 марта) [Л. 246]. Его семья, банковского служащего и учительницы была из сословия «потомственных почётных граждан». Они проживали в г. Троицкосавске (ныне г. Кяхта) Забайкальской области, а затем переехали в Красноярск. С 1910 г. гимназист В.И. Громов начал собирать коллекции по четвертичным млекопитающим и палеолиту из знаменитой стоянки Афонтова гора II, все они были переданы в музей Приенисейского края и в Университет Шанявского [Л. 126, 130].

В 1914 г. В.И. Громов поступил на естественное отделение физико-математического факультета Киевского университета. С 3 курса он был отправлен в 4 Московскую школу прапорщиков (1916 г.). С 1917 г. воевал на Германском фронте I мировой войны (в звании подпоручика), был ранен и отравлен газами в Минской губернии (30 октября 1917 г.) [Л. 125, 248]. Вернулся с воинской частью в Красноярск и на год был признан негодным к военной службе из-за ранения. В Красноярске он был мобилизован в армию А.В. Колчака младшим офицером железнодорожного батальона (август 1918 – ноябрь 1919 г.) [Л. 125]. Затем до 1923 г. служил гидрологом Обь-Енисейского гидроотряда Управления Красного флота, проводил замеры в Северном Ледовитом океане и в устьях сибирских рек. В зимнее время внештатно работал в Музее Приенисейского края (1920–1926), заведовал геологическим кабинетом и преподавал геологию и кристаллографию в Красноярском Земельном техникуме (1923–1925) [Л. 123–131].

С 1924 г. В.И. Громов продолжил изучение палеолита и четвертичной геологии по поручению Сибирского отделения Географического общества. Был в экспедициях по раскопкам на Афонтовой горе от музея Красноярского края. В рекомендации на должность научного сотрудника Института археологической технологии, было указано, что В.И. Громов собрал, инвентаризировал и определил тысячи костей, выявил новые виды и показал, что является достаточно подготовленным и опытным в оценке значения зоологических данных в области археологии [Бялыницкий-Бируля А.А., Тихий М.И., Теплоухов С.А. 2.01.1926. Л. 132]. Директор Минералогического музея АН СССР академик А.Е. Ферсман указал, что В.И. Громов «является молодым начинающим учёным с уже сложившимися научными интересами и очень любопытными достижениями», и он «заслуживает исключительного внимания, как очень интересный ученый» [12.10.1926. Л. 145].

Получив разрешение на научную работу в Институте истории материальной культуры КЕПС АН СССР (1926–1936) В.И. Громов смог переехать в Ленинград. Учёба продолжилась в качестве сверхштатного аспиранта Института геологии при I МГУ (1927–1929, аспирантура была отменена при передаче Института Наркомтяжпрому при создании МГРИ). С 1926 г. публиковался и работал в редакции журнала «Природа». Летом участвовал в раскопках сибирских стоянок с Н.К. Ауэрбахом (1926) и Г.Ф. Мирчинком (1927), а также в экспедициях АН Белорусской ССР (1930). В 1929–1933 гг. работал, по совместительству, геологом, а затем старшим геологом Института геологической карты/ЦНИГРИ [Л. 126–131]. За эти работы в Сибирском крае В.И. Громов был отмечен Серебряной медалью Географического общества СССР (1934).

Имея большой практический опыт, 1 марта 1933 г. В.И. Громов пришел в ГИН АН СССР [Л. 189]. В недавно созданном Г.А. Бонч-Осмоловским Отделе изучения четвертичного периода он начал работать по теме «четвертичные млекопитающие и множественность оледенений» [Тихомиров и др., 1980. С. 16–17]. Основной областью научных интересов В.И. Громова стала палеонтология четвертичных млекопитающих и их связь со стратиграфией, палеогеографией и археологией. Г.Ф. Мирчинк продолжил руководство его экспедициями по изучению геологического строения (главным образом четвертичных отложений) в Западной Сибири, Поволжье, Крыму и на Северном Кавказе. Накопленный материал позволил про-

вести широкие научные обобщения, проследить смену фаун и заняться палеонтологическим обоснованием всего комплекса четвертичных отложений. Много критики вызвали положения В.И. Громова о количестве оледенений, но его выводы о стратиграфическом значении последовательно сменяющихся фаунистических комплексов получили всеобщее признание [Никифорова, 1966]. Для подтверждения своих оригинальных идей моногляциолизма В.И. Громов привлекал обширный фактический материал и будировал мысль других исследователей [Г.Ф. Мирчинк о научных работах В.И. Громова. 31.12.1936. Л. 170–173].

В 1934 г. В.И. Громов стал Учёным секретарём (до 1945 г.), заместителем ответственного редактора Трудов Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР и заместителем председателя Комиссии (с 1943 г.). Он был одним из организаторов и руководителей Советской секции Ассоциации по изучению четвертичного периода Европы (АИЧПЕ/INQUA), председателем Комиссий ископаемого человека и по палеонтологии. Читал новые курсы по четвертичным млекопитающим и ископаемому человеку в ЛГУ, МГУ, МГРИ и в ИГН АН СССР [Л. 126–131]. Вместе с ГИН АН СССР в 1935 г. был переведён из Ленинграда в Москву.

Президиум АН СССР в ноябре 1935 г. присудил В.И. Громову учёную степень кандидата геологии за совокупность работ по четвертичной фауне позвоночных и истории четвертичного периода [Л. 190]. Последующие годы он работал на должности старшего учёного специалиста, расширил районы исследований, изучал стратиграфические вопросы и геологические условия нахождения фауны четвертичных млекопитающих и неолитических стоянок. Однако, несмотря на имеющиеся у В.И. Громова 75 научных работ, 15 марта 1937 г. Президиум АН СССР посчитал невозможным присудить ему учёную степень доктора геологических наук без защиты диссертации. При этом директор ГИН академик *Андрей Дмитриевич Архангельский* (1879–1940) в письме в Квалификационную комиссию по геологическим наукам АН СССР отмечал, что В.И. Громов считается исключительно ценным работником, он подвёл отсутствующую до сих пор базу палеонтологического обоснования стратиграфии континентальной толщи квартера СССР, установил геологическую стратиграфию палеолита СССР, в Восточной Сибири значительно расширил границу Тунгусского угленосного бассейна [2.01.1937. Л. 191].

В 1939 г. *Владимир Васильевич Меннер* (1905–1989) в отзыве о палеофаунистических работах В.И. Громова указал, что это была фактически первая попытка дать обобщение развития четвертичных фаун на территории СССР, построенное с привлечением большого палеонтологического материала, на генетических взаимоотношениях отдельных видов, принципе филогенеза и с учётом миграции отдельных форм [1.06.1939. Л. 147–151].

В 1940 г. *Георгий Фёдорович Мирчинк* (1889–1942) дал подробный анализ и отзыв на докторскую диссертацию В.И. Громова. Критике подверглись лишь неочевидные данные по отрицанию множественности оледенения. Приветствовался глубокий проработанный обзор четвертичной фауны, основанный на её личном изучении, и анализ его стратиграфического значения. Была указана возможность и необходимость использования материалов по палеонтологии и археологии для четвертичной геологии, на основе выделения последовательно сменяющихся фаун, приуроченных к определённым стратиграфическим горизонтам и связанным со стадиями развития материальной культуры [24.02.1940. Л. 153–169]. 24 декабря 1940 г. Г.Ф. Мирчинк, учитывая практическую значимость палеонтологического и археологического метода В.И. Громова для определения возраста отложений, их расчленения и картографирования, рекомендовал его на получение Сталинской премии.

Археолог *Пётр Петрович Ефименко* (1884–1969) в отзыве признавал важность и значение подведения итогов естественно-исторического изучения палеолита на европейской и азиатской частях СССР. Эту задачу поставил себе В.И. Громов, который ознакомился со всеми значительными группами палеолитических памятников, был постоянным консультантом археологических экспедиций [7.05.1940. Л. 176–178].

8 мая 1940 г. в Институте геологических наук АН СССР состоялась успешная защита докторской диссертации В.И. Громова по теме «Палеонтологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода СССР (палеолит, млекопитающие)». Оппонентами выступили А.А. Борисяк, Г.Ф. Мирчинк и П.П. Ефименко. Материалы диссертации вошли в обобщающий труд В.И. Громова, изданный после войны в серии Трудов Института геологических наук [Громов, 1948]. В.В. Меннер в отзыве указал, что в 1941 г. книга была уже набрана и заматрицирована, но во время войны утеряна. В 1944–1945 гг. автору представилась возможность дополнить работу новым материалом, так появилось как бы второе издание книги. Этот итог 25-летних исследований автора был отмечен Президиумом АН СССР Премией имени А.П. Карпинского [заседание от 28.01.1947. Л. 199], а также Сталинской премией II степени за научную работу, геолого-

палеонтологические исследования и разработку новой методики расчленения четвертичных отложений, обобщённые в научном труде (1950, удостоверение № 76) [Л. 201, 247]. В представлении к премии и последующих характеристиках было указано, что автор успешно применил палеонтологический метод для возрастного расчленения четвертичных отложений и выделил 5 фаунистических комплексов млекопитающих, последовательно сменявших друг друга. Он пересмотрел геологическую датировку и расширил прежние представления о стратиграфии палеолита и истории древнего человека на территории СССР. Его основной заслугой стала заново созданная палеонтологическая и археологическая база стратиграфии четвертичной системы. Было добавлено, что в работе В.И. Громова «наглядно показано воздействие среды на эволюцию животного мира», что в корне меняет сложившиеся в Западной Европе и Америке представления о развитии фауны млекопитающих (полифилетизм, параллельное существование холодолюбивых и теплолюбивых фаун), доказав тем самым несостоятельность общепризнанных ранее идей американского палеонтолога Г.Ф. Осборна [Л. 234].

Во время эвакуации ИГН в военное время (1941–1943) В.И. Громов работал консультантом в Уральской алмазной экспедиции Комитета по делам геологии Уральского геологического управления. Разрабатывал стратиграфию алмазоносных

В.И. Громов после получения Сталинской премии (фото из ЛАФОКИ, 1950)
Valerian Gromov after receiving the State Stalin Prize in Science, 1950

В.И. Громов в 1945 г.
Valerian Gromov, 1945

и металлоносных отложений мезозоя и кайнозоя Среднего Урала для практических задач, что улучшило методику поисково-разведочных работ.

С 1943 г. В.И. Громов возглавил Отдел четвертичной геологии ИГН АН СССР. В новом реорганизованном ГИН АН СССР, он был утверждён Бюро ОГГН АН СССР заведующим Отделом геологии четвертичных отложений и генетических типов континентальных образований и вновь переизбирался на эту должность (1956, 1957, 1969) [Л. 211, 233, 279]. Он руководил Четвертичными отрядами ИГН. В 1946 г. был командирован геологом в Монгольскую палеонтологическую экспедицию АН СССР в Гоби, где впервые побывал за границей [Л. 246]. Провёл целый ряд других региональных исследований по четвертичной геологии и геологической съёмке.

После Августовской Сессии ВАСХНИЛ 1948 г. в палеонтологии и биостратиграфии утвердилась идеология Т.Д. Лысенко и партийность в науке. В.И. Громов 15 ноября 1948 г. выступил с докладом на расширенном собрании Ученого Совета ИГН о положении в четвертичной геологии и работе Отдела [Громов: стенограмма доклада и прений, 1948]. Главным стало не обсуждение идей Лысенко, а объяснение принципиально различ-

ных геологического и географического подходов к изучению четвертичной истории в СССР. Он выступил с критикой географического направления, не учитывающего вопросы четвертичной геологии, показанного в публикациях К.К. Маркова и И.П. Герасимова [Герасимов, Марков, 1939, 1939а; Марков, 1948]. Указал, что в изучении четвертичного периода необходим комплексный подход и учёт современных палеонтологических данных, а недооценка биостратиграфического метода привела к признанию крайних форм полигляциализма или, наоборот, к полному отрицанию древних оледенений. Следы множественности оледенений он считал в то время недоказанным при анализе истории развития флоры, фауны и человека. В прениях удалось прийти к согласию продолжить обсуждение вопросов изучения четвертичного периода.

Яков Самойлович Эдельштейн (1869–1952) считал В.И. Громова достойным избрания в члены-корреспонденты АН СССР. Он указывал, что В.И. Громов занимал первое среди учёных СССР место в исследованиях палеонтологии четвертичных млекопитающих и проявил себя как активный полевой исследователь и учёный-теоретик. Оригинальность его выводов и обобщений шли иногда в разрез с установившимися по традиции взглядами большинства геологов. [Л. 179–180]. В 1950 г. академик *Евгений Никанорович Павловский* (1884–1965), директор Зоологического института АН СССР, поддерживал выдвижение его в члены-корреспонденты АН СССР, он подчёркивал, что В.И. Громов – постоянный консультант крупнейших строек страны, участник экспедиций от Белоруссии до Монголии и активно подготавливает кадры палеонтологов и четвертичников. В апреле 1958 г. академики *Николай Сергеевич Шатский* (1895–1960) и *Николай Михайлович Страхов* (1900–1978) также рекомендовали В.И. Громова в члены-корреспонденты [Л. 213–216]. По их мнению он заслуживает считаться крупнейшим четвертичником СССР, учёным сочетающим в себе глубокие знания в области четвертичной геологии, палеонтологии позвоночных и первобытной археологии. Геолого-съемочные работы В.И. Громова осветили геологическое строение северной и центральной части Западно-Сибирской низменности, где им был открыт палеонтологически охарактеризованный мезозой и установлена граница четвертичного оледенения. Он дал палеонтологическую и археологическую базу для стратиграфии четвертичных отложений, показав значение смены фаунистических комплексов млекопитающих, а также древность и последовательность палеолитических культур. При этом указывалось, что в ОГГН АН СССР до сих пор нет специалиста в области четвертичной геологии [Л. 216]. Однако, его избрание не состоялось.

В.И. Громов и М.Ф. Нейбург в Санатории «Узкое», 1958–1960 гг.
V.I. Gromov with M.F. Neuburg in Uzkoe Sanatorium, 1958–1960.

Базируясь на палеонтологическом и археологическом материале, В.И. Громов предложил выделять антропоген как четвертичный период, в прежнем понимании, вместе с верхним плиоценом [Громов, 1949]. Продолжились работы по составлению унифицированной стратиграфической шкалы четвертичных отложений и по вопросам их нижней границы [Громов и др., 1969]. В 1970 г. Отдел был реорганизован в Лабораторию геологии и истории четвертичного периода, его возглавила *Ксения Владимировна Никифорова* (1911–1996). До самого конца жизни продолжил научную работу в Геологическом институте Валериан Иннокентьевич Громов, он скончался 30 мая 1978 г. в Москве [Л. 280, 287].

Научная и организационная работа В.И. Громова была отмечена медалями «За доблестный труд в Великой Отечественной войне» (1945), «В память 800-летия Москвы» (1947), и тремя «Трудового Красного Знамени» (1945, 1953, после 1965) [Л. 123; Алексеев и др., 1979]. 5 февраля 1962 года Президиум Верховного совета РСФСР присвоил В.И. Громову почётное звание Заслуженного деятеля науки РСФСР, а 27 марта 1963 г. он был утверждён в звании профессора. В.И. Громову были посвящены юбилейные и памятные мероприятия, организованные Геологическим институтом в Москве:

23 марта 1956 г. состоялось расширенное заседание Ученого совета ГИН АН СССР, посвященное 60-летию со дня рождения и 35-летию научной деятельности В.И. Громова, где кроме приветствий были сделаны доклады Е.В. Шанцера «О значении палеонтологического метода для стратиграфии четвертичных отложений», и А.П. Окладникова «Палеолит Забайкалья по новым данным» [Пригласительный билет, 1956].

В 1966 и 1976 гг. по желанию юбиляра чествования не состоялись, но по 300 сообщений о них были разосланы [Сообщение, 1966, 1976]. Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода № 32 (1966 г.) был посвящён его 70-летию.

21 марта 1996 г. на 100-летнем юбилее с докладами выступили: В.Г. Гербова и С.М. Цейтлин – «Жизнь и научная деятельность В.И. Громова», Е.В. Девяткин – «Четвертичная геология в ГИН РАН (80–90-е гг.)», Э.А. Вангенгейм и М.А. Певзнер – «Современное состояние биостратиграфии позднего кайнозоя по млекопитающим» и Л.Д. Сулержицкий – «Новые радиоуглеродные данные о времени существования верхнепалеолитических стоянок Восточной Европы и Сибири» [Пригласительный билет, 1996].

Научная работа В.И. Громова принесла ему международную известность. Он участвовал с докладами на Международном геологическом конгрессе (16 сессия 1933 г., без выезда в Вашингтон; 17 – 1937 г. Москва и Сибирская экскурсия; 21 – 1960 г. Копенгаген). С 1932 г. выступал на всех конгрессах АИЧПЕ / INQUA (кроме 4 в Риме,

В.И. Громов дома, 1950-е гг.
Valerian Gromov at home, 1950th

1953). Он был организатором международных симпозиумов по стратиграфии палеолита в ГДР (1958) и Румынии (1959), выступал на симпозиумах в ГДР (1963) и Венгрии (1966). В анкетах В.И. Громов указывал хорошее владение французским, немецким, английским и украинским языками [Л. 125, 246], что позволило ему реферировать и рецензировать зарубежную литературу, вести раздел «Четвертичная геология» в журнале научной информации (ВИНИТИ). Широкую известность получили переиздания и переводы научно-популярной книги «Из прошлого Земли» [Громов, 1948–1961].

В.И. Громов основал спецкурс по геологии палеолита и стратиграфическому значению фауны млекопитающих в МГУ и в других институтах, руководил аспирантами и докторантами. Он создал целую школу биостратиграфов-четвертичников, которые продолжили его работы [Никифорова, 1966]. В отечественной биостратиграфической практике широкое применение нашла шкала комплексов млекопитающих В.И. Громова [Громов 1939, 1948], ставшая одной из первых в мире региональных биохронологических систем. Комплексы млекопитающих квартера, выделенные В.И. Громовым (1939, 1948), продолжают оставаться инструментом высокоразрешающей биостратиграфии континентальных отложений Восточной Европы и Западной Азии. Фауны и фаунистические элементы хапровского, псекупского, таманского, тираспольского, хазарского и верхнепалеолитического (мамонтового) комплексов уверенно выделяются в разных районах Евразии. «Комплексы В.И. Громова» представляют собой классическую биохронологическую систему, организующие геологическое время на основании биологических событий – стадий морфологической эволюции млекопитающих. Сущность этих комплексов, как биохронов слонов мамонтовой линии, позволяет видеть область их применения на всем огромном евразийском ареале этой группы хоботных. В то же время, являясь единицами комплексного обоснования, эти биохроны имеют огромный потенциал дальнейшего уточнения положения их границ на основании эволюционных и миграционных событий во многих группах крупных и мелких млекопитающих.

Литература

Алексеев М.Н., Алексеева Л.И., Вангенгейм Э.А. и др. Валериан Иннокентьевич Громов: [Некролог] // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 49. 1979. С. 147–149.

Архив ГИН РАН. В.И. Громов (1945–1978). Инд. 6751. Т. 1. Л. 122–288.

Герасимов И.П., Марков К.К. Ледниковый период на территории СССР: Физико-географические условия ледникового периода. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1939. 462 с. (Тр. Ин-та географии АН СССР; Т. 33).

Герасимов И.П., Марков К.К. Четвертичная геология: палеогеография четвертичного периода: Учеб. пособие для ун-тов и пед. ин-тов. М.: Учпедгиз, 1939а. 364 с.

Громов В.И. Из прошлого Земли. М.; Л.: Гостехиздат, 1948. 48 с.; 2-е издание. М.; Л., 1951. 64 с.; М.: Воениздат, 1951. 64 с.; 3-е изд. М.: Гостехиздат, 1955. 64 с.; М.: Воениздат, 1955. 72 с.; М.: Воениздат, 1959. 93 с.; переводы на молдавский (1951), польский (1953), грузинский (1956), киргизский (1956) и тувинский (1961) языки.

Громов В.И. Краткий систематический и стратиграфический обзор четвертичных млекопитающих // Академику В.А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. Т. 2. М.: Изд-во АН СССР, 1939. С. 163–223.

Громов В. И. О верхней границе третичного периода // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 14. 1949. С. 26–33.

Громов В.И. Отдел четвертичной геологии // О состоянии и задачах научной работы Института геологических наук АН СССР: Стенограмма сессии расширенного Ученого Совета ИГН АН СССР (Москва, 15–22 ноября, 7 декабря 1948 г.). М.: ГЕОС, 2022. С. 46–56. (Очерки по истории геологических знаний; Вып. 33) [в печати]

Громов В.И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1948. 521 с. (Тр. ИГН АН СССР; Вып. 64. Геол. сер. № 17).

Громов В.И., Краснов И.И., Никифорова К.В., Шанцер Е.В. Схема подразделений антропогена // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 36. 1969. С. 41–55.

Информационная система «История геологии и горного дела» ГИН РАН. В.И. Громов: http://higeo.ginras.ru/view-record.php?tbl=person&id=633

Марков К.К. Основные проблемы геоморфологии. М.: Географгиз, 1948. 342 с.

Никифорова К.В. Значение трудов В. И. Громова в развитии четвертичной геологии // Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода. № 32. 1966. С. 3–8.

Пригласительный билет: к 60-летию со дня рождения и 35-летию научной деятельности В.И. Громова. М.: Изд. АН СССР, 1956. 4 с.

Пригласительный билет: к 100-летию со дня рождения В.И. Громова. М.: ГИН РАН, 1996. 4 с.

Тихомиров В.В., Соловьев Ю.Я., Панютина Л.Б. и др. История Геологического института АН СССР: Развитие института, его научные школы и библиография трудов / отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 223 с.

LXX лет со дня рождения В.И. Громова: Сообщение о 70-летии со дня рождения и 50-летии научной деятельности крупного советского геолога-

биостратиграфа В.И. Громова. М.: Наука, 1966. 4 с.
LXXX лет со дня рождения В.И. Громова: Сообщение о 80-летии со дня рождения и 60-летии научной деятельности крупнейшего советского геолога, палеонтолога и биостратиграфа В.И. Громова. М.: Наука, 1976. 4 с.

Literature

Alekseev M.N., Alekseeva L.I., Vangengeim E.A. et al. Valerian Innokentievich Gromov: [Obituary] // Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary. N 49. 1979. P. 147–149. (in Russian)

Archive of the Geological Institute RAS. V.I. Gromov (1945–1978). N 6751 Vol. 1. Sheets. 122–288. (in Russian)

Gerasimov I.P., Markov K.K. Ice Age on the Territory of the USSR: Physical and Geographical Conditions of the Ice Age. Moscow; Leningrad: AS USSR Publ., 1939.462 p. (Tr. Institute of Geography AS USSR; Vol. 33). (in Russian)

Gerasimov I.P., Markov K.K. Quaternary geology: paleogeography of the Quaternary: Textbook. Moscow: Uchpedgiz, 1939. 364 p. (in Russian)

Gromov V.I. From the past of the Earth. Moscow; Leningrad: Gostekhizdat, 1948. 48 p.; 2nd ed. 1951. 64 p.; Moscow: Voenizdat, 1951. 64 p.; 3rd ed. Moscow: Gostekhizdat, 1955. 64 p.; Moscow: Voenizdat, 1955. 72 p.; Moscow: Voenizdat, 1959.93 p. (in Russian); Translations into Moldavian (1951), Polish (1953), Georgian (1956), Kyrgyz (1956) and Tuvan (1961) languages.

Gromov V.I. A brief systematic and stratigraphic survey of Quaternary mammals // Academician V.A. Obruchev to the 50th anniversary of scientific and pedagogical activity. Vol. 2. Moscow: AS USSR Publ., 1939. P. 163–223. (in Russian)

Gromov V.I. On the upper boundary of the Tertiary period // Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary Period. N 14. 1949. P. 26–33. (in Russian)

Gromov V.I. Quaternary Geology Department // The Report of the Session of the Scientific Council of the Institute of Geological Sciences of the AS USSR, (Moscow. Nov. 15–22, Dec. 7, 1948). Moscow: GEOS, 2022. P. 46–56. (Essays on the history of geological knowledge; Issue 33) (in Russian, in press)

Gromov V.I. Paleontological and archaeological substantiation of the stratigraphy of continental deposits of the Quaternary period on the territory of the USSR. Moscow: AS USSR Publ., 1948. 521 p. (Tr. IGS AS USSR; Iss. 64. Geology N 17) (in Russian).

Gromov V.I., Krasnov I.I., Nikiforova K.V., Shantser E.V. Anthropogen subdivision scheme // Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary. No. 36. 1969. P. 41–55. (in Russian)

Information system "History of geology and mining" Geological Institute RAS. V.I. Gromov: http://higeo.ginras.ru/view-record.php?tbl=person&id=633

Markov K.K. The main problems of geomorphology. M.: Geografgiz, 1948. 342 p. (in Russian)

Nikiforova K.V. The significance of V.I. Gromov's works in the development of Quaternary geology // Bulletin of the Commission for Study of the Quaternary Period. N 32. 1966. P. 3–8. (in Russian)

Invitation card: to the 60th birthday and 35th anniversary of V.I. Gromov. Moscow: AS USSR Publ., 1956. 4 p. (in Russian)

Invitation card: to the 100th anniversary of V.I. Gromov. Moscow: GI RAS, 1996. 4 p. (in Russian)

Tikhomirov V.V., Soloviev Yu.Ya., Panyutina L.B. et al. History of the Geological Institute AS USSR: Development of the Institute, its scientific schools and bibliography of works / ed. A.V. Peive. Moscow: Nauka, 1980. 223 p. (in Russian)

LXX years since the birth of V.I. Gromov: Report on the 70th anniversary of the birth and 50th anniversary of the scientific activity of the prominent Soviet geologist-biostratigraph V.I. Gromov. Moscow: Nauka, 1966. 4 p. (in Russian)

LXXX years since the birth of V.I. Gromov: Report on the 80th anniversary of the birth and 60th anniversary of the scientific activity of the prominent Soviet geologist, paleontologist and biostratigraphy study. Moscow: Nauka, 1976. 4 p. (in Russian)

I.P. Vtorov, A.S. Tesakov

VALERIAN INNOKENTIEVICH GROMOV (1896–1978) – THE FOUNDER OF THE RUSSIAN SCHOOL OF QUATERNARY BIOSTRATIGRAPHY: TO THE 125TH ANNIVERSARY OF HIS BIRTH

We studied the history of Valerian Gromov's scientific and organizational work in the field of Quaternary geology, based on original documents from the Institute of Geological Sciences and the Geological Institute of the USSR Academy of Sciences. Gromov participated in numerous expeditions, INQUA and other conferences, wrote books and articles on the Quaternary. He managed the department of Quaternary studies and was a prominent member of the Commission for the Study of the Quaternary in the USSR, edited its Proceedings and Bulletin. Anniversaries and commemorative events were dedicated to Gromov, he received high awards and prizes, his ideas and methods of biostratigraphy of Quaternary deposits are still relevant.

Key words: Valerian Gromov, Commission for Study of the Quaternary, Institute of Geological Sciences, Geological Institute of the USSR Academy of Sciences, Department for the Study of the Quaternary, Department of Quaternary Geology, Department of Geology of Quaternary deposits and genetic types of continental formations, Soviet section of INQUA.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 79, 2021 г.

РАЗРЕЗ РЫБНАЯ СЛОБОДА: НОВОЕ ЛИХВИНСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И СТРОЕНИЕ ПОСТЛИХВИНСКОГО ШЛЕЙФА СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ III НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ КАМЫ

Н.И. Глушанкова[1], А.К. Маркова[2]

[1]Московский Государственный Университет им. Ломоносова, географический факультет, Россия: *ni.glushankova@mail.ru*
[2]Институт географии РАН, Москва, Россия: *amarkova@list.ru*

Лихвинское местонахождение фауны мелких млекопитающих Рыбная Слобода в Нижнем Прикамье – наиболее северо-восточное местонахождение Русской равнины этого возраста. Богатая фауна обнаружена в аллювиальных отложениях III террасы Камы и содержит остатки 16 видов насекомоядных, зайцеобразных и грызунов. Наиболее показательными являются находки архаичной водяной полевки *Arvicola cantianus* и древней степной пеструшки *Lagurus transiens*. Эволюционный уровень остатков Arvicolinae позволил сопоставить эту фауну с фаунами лихвинского межледниковья (MIS 11) и отнести ее к гуньковскому фаунистическому комплексу мелких млекопитающих. Выявлены экологические особенности фауны, позволившие реконструировать условия лесостепи в низовьях Камы. Проведены корреляции фауны Рыбной Слободы с фаунами известных лихвинских местонахождений Русской равнины и синхронных им гольштейнских (= хокснийских) местонахождений Западной Европы и Великобритании.

В статье детально рассмотрена геология разреза Рыбная Слобода. Выявлена структура отложений разреза, включающая сложный лессово-почвенный комплекс с двумя почвами второй половины среднего плейстоцена (каменской и роменской) и с тремя позднеплейстоценовыми почвами (микулинской, крутицкой, брянской).

Ключевые слова: вторая половина среднего плейстоцена, поздний плейстоцен, лихвинское межледниковье, лессово-почвенный покров, бассейн р. Кама, мелкие млекопитающие, таксономический состав, эволюция, корреляции

DOI:10.34756/GEOS.2022.17.38239

Введение

Исследования, проводимые в последние десятилетия в перигляциально-лессовых областях Русской равнины, приобретают все большее значение для решения важных проблем четвертичной геологии, хроностратиграфии, палеогеографии и корреляции геологических событий плейстоцена. Интерес к исследованию лессово-почвенно-криогенной формации объясняется тремя важными обстоятельствами: 1) она широко распространена территории Русской равнины, доступна для изучения в опорных разрезах и содержит подробные сведения о последовательности палеогеографических событий, в том числе смене теплых межледниковых и ледниковых эпох, отражающих одну из основных закономерностей развития природы в плейстоцене; 2) ряд важных вопросов генезиса, расчленения и корреляции стратиграфических подразделений лёссового комплекса, определения хроностратиграфической позиции конкретных палеопочвенных образований их пор остаются дискуссионными; к тому же в последнее время появился ряд новых данных, вносящих существенные изменения в представления о стратиграфии и палеогеографии плейстоцена центра Русской равнины.

Одной из перспективных, но всё ещё недостаточно изученных является Камская перигляциально-лёссовая провинция, где ареалы лёссовых покровов занимают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных доли-

нах и отсутствует на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа. Геологическую основу провинции составляют пермские породы казанского и татарского ярусов, выходящих на поверхность только в нижних частях береговых обрывов и по долинам рек. Основная территория сложена глинистыми породами плиоценового возраста. На значительных площадях пермские и плиоценовые породы перекрываются отложениями, представленными в основном лессовидными и делювиальными суглинками разновозрастных генераций, имеющих островное распространение, определенную геоморфологическую приуроченность и специфический состав. Общая мощность новейших отложений в низовьях Камы неодинакова и, как правило, не превышает 25–30 м [Аверьянов и др., 1981] (Averianov et al., 1981).

В данной статье излагаются основные результаты изучения лёссово-почвенной формации на территории Камской лессовой провинции, проведенные Н.И. Глушанковой. В основу сопоставлений и обобщений положен обширный фактический материал по геологическому строению перигляциально-лёссовой формации, составу и свойствам отложений, полученный в результате полевых и аналитических исследований, с применением комплекса методов.

Научная новизна. А.К. Марковой впервые описана богатая фауна мелких млекопитающих лихвинского межледниковья, обнаруженная в аллювии III террасы Камы при полевых работах В.П. Ударцева. Н.И. Глушанковой установлено существование в плейстоценовой истории Камской лёссовой провинции более сложной ледниково-межледниковой ритмики, чем представлялось ранее. Усложнилось представление о ландшафтно-климатических изменениях внутри межледниковых эпох, свидетельствующих о существовании внутри их структуры нескольких фаз, отвечающих двум, а возможно, и трем оптимумам. Прослежена эволюция межледникового педогенеза и природной среды за последние ~ 450 тыс. лет.

Объекты и методы исследования

Одним из наиболее значимых и стратиграфически полных разрезов среднего-позднего плейстоцена в низовьях Камы, в котором отчетливо проявились особенности строения перигляциально-лёссовых отложений, характерных для внеледниковой области Среднего Поволжья, является разрез Рыбная Слобода (55°38'с.ш., 50°25'в.д.) на правобережье Камы, ~ в 20 км от населенного пункта с одноимённым названием (рис. 1).

Современный рельеф правобережья Камы представляет собой систему аккумулятивных террас, с хорошо выраженными тремя надпойменными террасами, сформированных на породах казанского и татарского ярусов. Пойма р. Камы затоплена водами водохранилища. Первая и вторая надпойменные террасы поднимаются над водохранилищем на 8–10 м. Самая высокая надпойменная терраса, к которой приурочен разрез, прослеживается непрерывной полосой по всему побережью водохранилища, поднимаясь на 40–50 м над ним. Ее прорезают многочисленные овраги и балки.

Основная часть поверхности водоразделов сложена глинистыми породами плиоценового возраста. Перекрывающие их плейстоценовые отложения представлены в основном лёссовидными и делювиальными суглинками. Породы перигляциально-лёссовой формации покрывают значительную площадь междуречий, вскрываются в речных долинах, но отсутствуют на крутых склонах и самых высоких элементах рельефа.

Учитывая неразрывную связь (в диапазоне плейстоцена) горизонтов лёссов и сопряженных с ними ископаемых почв, а также криогенных явлений, хронологические и палеогеографические построения в статье даются в сочетании с указанными компонентами, т.е. рассматриваются как лессово-почвенные или лёссово-почвенно-криогенные серии. В основу стратиграфического расчленения лёссовых отложений были положены установленные естественноисторические этапы развития лёссово-почвенной формации, выявленный комплекс диагностических показателей, типологическое своеобразие и генетическая неповторимость почвенных горизонтов, являющихся главными маркирующими реперами отдельных геохронологических этапов плейстоцена. Выявленное своеобразие позволило уверенно распознавать разновозрастные ископаемые почвы и их комплексы не только в одном разрезе, но и благодаря генетической связи в древних почвенных покровах, прослеживать неразрывно на значительные расстояния.

Корреляция разрезов осуществлялась по палеонтологическим (преимущественно микротериологическим), палеопедологическим (с использованием морфотипических признаков, включающих, наряду с морфологическими особенностями почвенных профилей, также генетические типы и мощности перекрывающих и подстилающих пород, характер деформаций и вторичных изменений почв и лёссовых отложений), палеомагнитным данным, с использованием радиоуглеродного анализа.

Основанием для сравнительно-аналитического метода является адекватность совокупности признаков современного и древнего почвообразо-

Рис. 1. Географическое положение разреза Рыбная Слобода
Fig. 1. Geographical position of Rybnaya Sloboda section

вания. Выявление особенностей последнего, с учетом сохранности устойчивых признаков их почвообразовательных процессов комплекса показателей: органического вещества (общего содержания, распределения и соотношения групп гумусовых веществ, природы гумусовых кислот и др.), гранулометрического состава, валового химического состава, солевого состава, карбонатности и др.

Местонахождение фауны мелких млекопитающих у пос. Рыбная Слобода в аллювиальных отложениях третьей надпойменной террасы р. Камы было обнаружено в 1981 г. сотрудником Института географии РАН В.П. Ударцевым [Markova, Udartcev, 2004]. В.П. Ударцев отметил, что аллювиальные отложения перекрываются лессово-почвенной толщей, в которой нижняя палеопочва по морфотипическим признакам была отнесена им к каменской (устное сообщение). Им было проведено первичное описание разреза и осуществлены промывки аллювиальных отложений, в результате которых была получена богатая коллекция костных остатков мелких млекопитающих. Эта коллекция была передана для определения А.К. Марковой.

Костный материал мелких млекопитающих, полученный в результате промывок аллювиальных отложений Камы в ситах с ячейкой 0,5 мм, имеет хорошую сохранность. Костные остатки не окатаны, выступающие углы моляров не обломаны, присутствуют челюсти млекопитающих, окраска костных остатков однородная. Однотипная сохранность костных остатков позволяет считать, что они претерпели незначительное переотложение, которое в той или иной степени неизбежно в русловых аллювиальных отложениях. Костные остатки изучались под бинокулярным микроскопом SMC4, ASKANEA. Были проведены промеры моляров, а также их зарисовки с помощью рисовального аппарата. Было проведено сравнение костных остатков из местонахождения Рыбная Слобода с коллекциями плейстоценовых мелких млекопитающих, хранящихся в Институте географии РАН.

Строение разреза Рыбная Слобода

Выбор разреза определяло сочетание ряда факторов: относительно хорошая обнаженность плейстоценовой толщи в береговых обрывах Куйбышевского водохранилища, ниже устья Камы, значительная мощность, генетическое разнообразие отложений, хорошая сохранность ископаемых

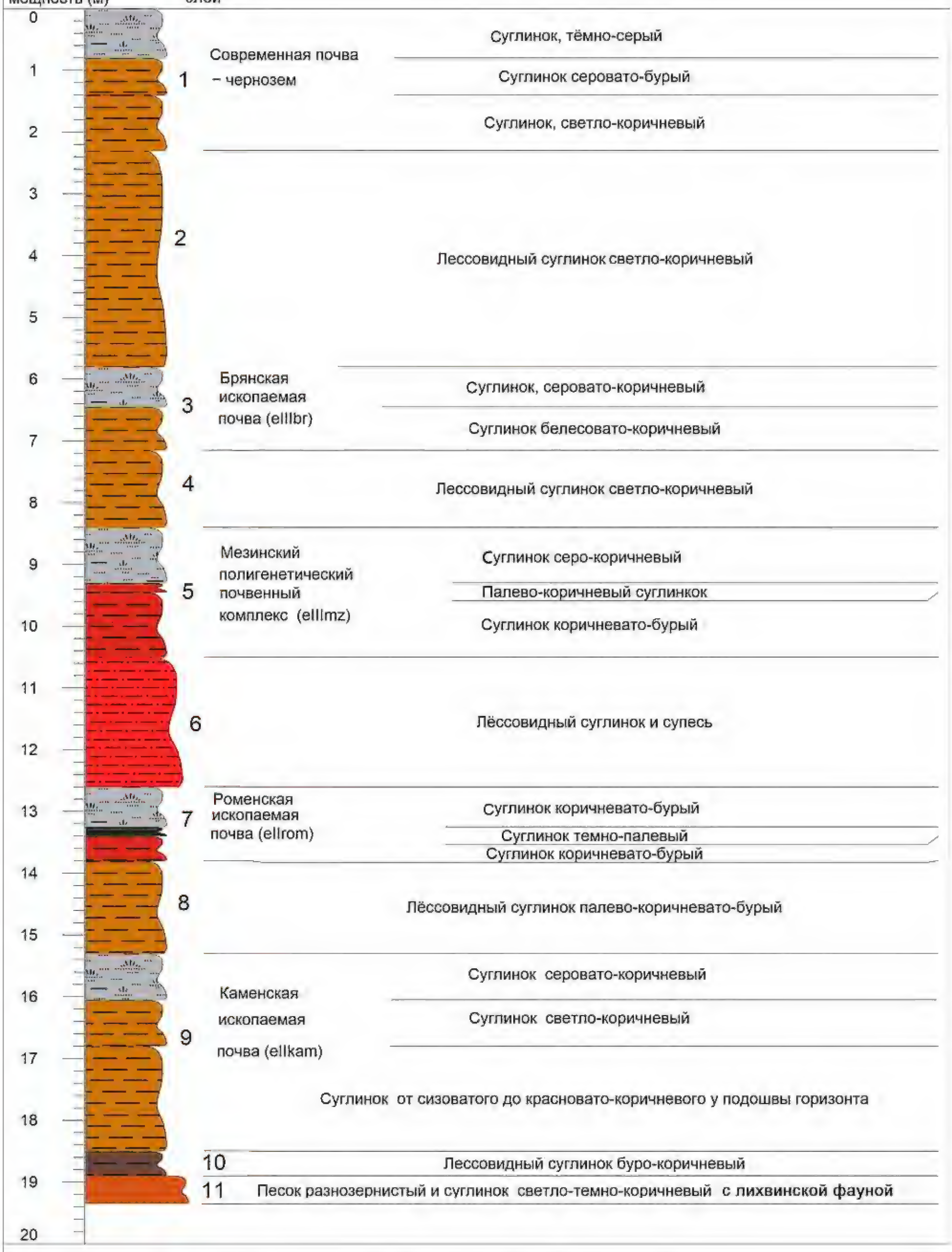

Рис. 2. Структура и состав отложений разреза Рыбная Слобода.
Fig. 2. Structure and composition of the deposits of Rybnaya Sloboda section

почв, широкий возрастной диапазон, наличие палеонтологических остатков мелких млекопитающих.

В разрезе сверху вниз вскрываются следующие отложения (рис. 2):

Слой 1. Современная почва − чернозем (e 1V, MIS 1) − 0,0–2, 3 м − в профиле которого выделяютс генетические горизонты: A1(0,0–0,8м) − суглинок, тёмно-серый, постепенно светлеющий книзу; комковато-зернистой структуры, слабо уплотненный, с псевдомицелием; AB – 0,8–1,4м – суглинок серовато-бурый, относительно равномерно обогащенный гумусом, комковато-зернистой структуры, с псевдомицелием, обилием кротовин, заполненных материалом из горизонта A1; BCa – 1,4–2,3м – суглинок, светло-коричневый, комковато-зернистой структуры, карбонатный (мицелий, белоглазка), максимум фиксируется в верхней части горизонта; переход в нижележащие отложения постепенный. Мощность 2,3 м.

Слой 2. Лёссовидный суглинок (L Ш, MIS 2) − 2,3–5,8 м − светло-коричневый, с включением большого количества Fe-Mn новообразований и сизых пятен оглеения, карбонатный (псевдомицелий, конкреции), осложненный мерзлотными деформациями. Нижний контакт неровный. Мощность 3,5 м.

Слой 3. Брянская ископаемая почва (e Ш br, MIS 3) − 5,8–7,15 м − нарушенная мелкими клиновидными структурами, возникшими после завершения почвообразования. В результате криогенного диагенеза гумусовый горизонт сосредоточен в клиновидных структурах, центральная часть которых гумусированная, глинистого состава. Палеопочва дифференцирована на горизонты: A1 − 0,0–0,65 м − суглинок, серовато-коричневый, оглеенный, комковатой структуры, ожелезнённый, по крупным трещинам наблюдаются вертикальные включения более светлого материала; BCa − 0,65–1,35 м – суглинок, белесовато-коричневый, карбонатный (прожилки, конкреции, псевдомицелий), интенсивно ожелезнённый, пористый; потеки более светлого материала и органического вещества; нижний контакт неровный, заметен по цвету и мелкой трещиноватости. Мощность 1,35 м. Наименование палеопочв здесь и далее принято согласно терминологии, предложенной А.А. Величко [Величко и др., 1997] (Velichko et al., 1997).

Слой 4. Лёссовидный суглинок (L Ш, MIS 4) – 7,15–8,4м − светло-коричневый с сизоватым оттенком, неслоистый, с большим количеством карбонатов в мицелярной и конкреционной форме, слабо ожелезненный. Слой не выдержан по простиранию, деформирован, представлен чередованием слойков светло-палевого легкого суглинка и коричневато-палевого среднего суглинка. Нижний контакт постепенный. Мощность 1,25 м.

Слой 5. Мезинский полигенетический почвенный комплекс (e Ш mz, MIS 5) – 8,4–10,5 м − разбит небольшими клиновидными структурами криогенеза смоленской фазы «а». Педокомплекс состоит из частично денудированной крутицкой почвы ранневалдайского интерстадиала и залегающей ниже почвы салынской фазы педогенеза, соответствующей микулинскому межледниковью. Педокомплекс имеет следующее строение: A1 – 0,0–0,9 м – суглинок, серо-коричневый с переходом книзу в коричневато-бурый, плотный, ожелезнённый, с гумусовыми затёками, проникающими в нижележащие горизонты, с большим количеством Fe-Mn примазок, кротовин. Нижняя граница горизонта A1 нарушена вертикальными трещинами и гумусовыми «языками»; нижний контакт неровный. ABCa − 0,9–1,05 м − сплошного горизонта не образует. Он представлен палево-коричневым суглинком с комковатой структурой, обильно карбонатный, с редкими включениями и примазками оксидов марганца, обилием кротовин, выполненных более темным материалом. Переход в нижележащий горизонт по неровной трещиноватой границе. BCa − 1,05–2,2 м − тяжелый суглинок коричневато-бурый, агрегированный, с большим количеством кротовин, заполненных материалом из вышележащих горизонтов; карбонатный (обильный псевдомицелий, с максимумом у подошвы горизонта), редкие микроортштейны. Нижний контакт неровный, «языковатый». Мощность 2,2 м.

Слой 6. Лёссовидный суглинок, супесь, тонкозернистый песок (L, a dn, MIS 6) – 10,5–12,6 м − буровато-коричневый, ожелезненный, с редкими марганцовистыми примазками, микроортштейнами, пылеватыми карбонатами, обилием кротовин (особенно на контакте с вышележащей почвой) и тонких трещин. Переход в нижележащий слой постепенный, нарушен крупными криогенными трещинами. Мощность 2,1 м.

Слой 7. Роменская ископаемая почва (e П rom, MIS 7) − 12,6–13,8 м − в монолитном профиле, разбитым немногочисленными тонкими трещинами, выделяются следующие генетические горизонты: A1g – 0,0–0,65 м − суглинок, коричневато-бурый, с сизоватым оттенком в верхней части горизонта, плотный, с включением многочисленных Fe-Mn новообразований, кротовины, выполненные более темным материалом. Наблюдается вертикальное внедрение тёмно- и светлоокрашенного материала по трещинам, нижний контакт неровный; AB – 0,65–0,80 м – суглинок темно – палевый, обильно карбонатный (пятна, прожилки, псевдомицелий), точечные и редкие скопления оксидов марганца, кротовины. Переход по неровной границе. BCa – 0,80–1,2 м − суглинок, коричневато-бурый, плотный, с множеством Fe-Mn пятен,

примазок, кротовин, редких микроортштейнов. Мощность 1,2 м.

Слой 8. Лёссовидный суглинок (L, MIS 8) 13,8–15,3 м – палево-коричневато-бурый, с железомарганцевыми и голубовато-зеленоватыми примазками, с точечными скоплениями оксидов марганца. Нижний контакт прослеживается по составу и цвету пород. Мощность 1,5 м.

Слой 9. Каменская ископаемая почва (е П kam, MIS 9) – 15,3–18,5 м в профиле сложно построенного каменского педокомплекса выделяются признаки не менее двух фаз в его развитии. На это указывают внутри профильные трещинные границы. Ранней фазе формирования педокомплекса соответствует текстурно-дифференцированная почва с профилем A1-AB-Bt с явными признаками гидроморфизма, а заключительной фазе – черноземовидная палеопочва с профилем A1-AB-BCa. В педокомплексе выделяются генетические горизонты: A1 − 0,0–0,75м – суглинок, серовато-коричневый,с сизоватым оттенком, плотный, ожелезнённый, карбонатный, единичные кротовины; по трещинам, вертикально рассекающим почву, наблюдается внедрение органического вещества, отдельные «языки» которого проникают на значительную глубину; контакт с нижележащим горизонтом мелко трещиноватый; AB – 0,75–1,4 м – суглинок, светло-коричневый, карбонатный, с Fe-Mn примазками; Bt − 1,4–3,2 м – суглинок, от сизоватого до красновато-коричневого у подошвы горизонта; пористый, с железомарганцевыми микроортштейнами, обилием кротовин, выполненных материалом из вышележащих горизонтов. Нижний контакт четкий, «крупно языковый». Мощность 3,2 м.

Слой 10. Лессовидный суглинок (lП, MIS 10) – 18,5–18,9 м – буро-коричневый, ожелезненный, карбонатный. Мощность 0,40 м.

Слой 11. Песок разнозернистый (l П, MIS 11) – 18,9–19,35 м) – буро-коричневый, ожелезненный, карбонатный. Мощность 0,45 м. В аллювиальных отложениях обнаружены остатки ископаемых мелких млекопитающих.

Новейшие отложения в разрезе Рыбная Слобода характеризуются наличием двух среднеплейстоценовых и трёх позднеплейстоценовых хорошо сохранившихся горизонтов палеопочв разного стратиграфического ранга, разделенных лёссовидными суглинками и супесями. При сопоставлении отложений правобережных и, изученных ранее, левобережных разрезов ключевого участка Коминтерн, отмечается значительное сходство в их строении и морфотипическом своеобразии разновозрастных ископаемых почв, сформированных в условиях лесных, лесостепных и степных ландшафтах суббореального почвенно-климатического пояса. Отличия заключаются в степени сохранности, мощности и выраженности отдельных генетических горизонтов палеопочв и, что очень важно, факте замещения инжавинской почвы аллювиальным комплексом отложений с богатой фауной мелких млекопитающих лихвинского возраста .

Результаты исследования и их обсуждение

Фауна мелких млекопитающих

Эволюционные особенности Arvicolinae. При анализе мелких млекопитающих использовались данные по эволюционным особенностям остатков Arvicolinae разных филетических линий, в том числе разработанные для водяных полевок *Arvicola* В.-Д. Хайнрихом [Heinrich, 1978], В. Кенигсвальдом и Т. Кольсфхотеном [Koenigswald and Kolfschoten, 1996], Л. Маулем [Maul, 2000], А.К. Агаджаняном [2009, 2012] (Agadjanyan, 2009, 2012), А.К. Марковой [1981, 1982, 2004] (Markova, 1981, 1982, 2004) и др. Нужно упомянуть, что наиболее ранняя стадия этого рода поразному называется в разных европейских странах – *Arvicola mosbachensis, = A. cantianus, =A. terrestris cantianus*. В данной статье мы придерживаемся названия *Arvicola cantianus*. Для линии степных пеструшек *Prolagurus-Lagurus* эволюционные изменения детально проанализированы Д. Янноши [Jannosy, 1986], Е. Терзя [Terzia, 1995], А.К. Марковой [1974, 1982, 2006] (Markova, 1974, 1982, 2006) и др.; для линии желтых пеструшек *Eolagurus* А.К. Агаджаняном и А.К. Марковой [1983] (Agadjanyan, Markova, 1983).

Таксономический состав. Богатая фауна мелких млекопитающих местонахождения Рыбная Слобода была определена по 1500 костных остатков. До вида было определено 569 остатков.

Фауна мелких млекопитающих включает остатки трех отрядов:

- Eulipothyphla – насекомоядные:
- *Crocidura* sp. – белозубка – 1;
- *Sorex araneus* Linnaeus – обыкновенная бурозубка – 1
- *Talpa europaea* Linnaeus – европейский крот – 1
- Lagomorpha – зайцеобразные**:**
- *Ochotona (Lagotona) pusilla* Pall. – степная пищуха – 4
- Rodentia – грызуны**:**
- *Spermophilus* sp. – суслик – 2
- *Cricetus cricetus* Linnaeus – хомяк – 1
- *Arvicola cantianus* Hinton – водяная полевка – 345
- *Clethrionomys glareolus* Schreber – рыжая полевка – 74

• *Clethrionomys (Craseomys) rufocanus* Sundevall – красно-серая полевка – 15

• *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova – желтая пеструшка – 5

• *Lagurus transiens* Janossy – степная пеструшка – 8

• *Microtus (Alexandromys) agrestis* (Linnaeus) – пашенная полевка – 27

• *Microtus (Alexandromys) oeconomus* (Pallas) – полевка-экономка – 21

• *Microtus (Microtus)* ex gr. *arvalis* (Pallas) – обыкновенная полевка – 22

• *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis* Pallas – узкочерепная полевка – 37

• *L.(S.) gregaloides* Hinton – узкочерепная полевка грегалоидес – 4

• *Microtus* sp. – полевка –130

Ряд видов мелких млекопитающих из разреза Рыбная Слобода наиболее показательны. Таковыми являются водяные полевки архаичного облика *Arvicola cantianus*, характеризующиеся мелкими размерами и «мимомисной» структурой эмали с SDQ индексом 150-122-115 (табл. 1, рис. 3, 4, 5). Подобные величины SDQ характерны для вида *Arvicola cantianus* (= *A. mosbachensis*). Полевки такой эволюционной стадии были распространены в Западной Европе, начиная с MIS 15 [Маркова, 2017] (Маркова, 2017), в Восточной Европе наиболее ранние полевки *A. cantianus* выявлены в отложениях икорецкого межледниковья в местонахождениях Мастюженка и Шехмань (MIS 13) [Шик, 2014] (Shik, 2014). Как отмечено, местонахождение Рыбная Слобода залегает ниже мощной серии лессово-почвенных отложений, полно отражающих события второй половины среднего плейстоцена и верхнего плейстоцена и уверенно могут быть отнесены к лихвинскому межледниковью. Фауны этого возраста широко известны на Русской равнине и обнаружены в бассейнах основных рек: Дуная (местонахождения Озерное, Узмари), Днестра (Колкотова Балка, фауна обнаружена в кротовинах инжавинской почвы, коррелируемой с лихвинским межледниковьем), Днепра (Гуньки, Чигирин, Пивиха), фауны залегают в аллювиальных отложениях IV террасы Днепра, перекрытых мощной лессово-почвенной толщей, в которой нижняя палеопочва имеет характеристики каменской ископаемой почвы), Дона (Верхняя Еман-

Таблица 1. SDQ индекс *Arvicola* из плейстоценовых местонахождений Восточной Европы

Стратиграфия	**Местонахождения**	**SDQ индекс (max-main-min)**	**Виды Arvicola**
Современность	Украина, бассейн р.Сула	95–75–60	
Голоцен	Украина, бассейн р. Днепр	85–70–55	*Arvicola terrestris*
Валдайское оледенение	Лучки	90–81–72	
	Троица II	98–80–70	
Микулинское межледниковье	Чернянка	110–100–90	*Arvicola* ex gr. *terrestris*
	Малютино	100–60–50	
	Шкурлат	78–70–60	
	Новонекрасовка (вер. сл.)	130–88–60	
	Новонекрасовка (ниж. сл.)	110–90–60	
	Черный Яр	125–105–98	
Днепровское оледенение	Игоревка	130–125–110	*Arvicola* ex gr. *cantianus*
Роменское потепление			
Похолодание	Матвеевка	105–103–100	
Каменское межледниковье	Узунлар	112–110–93	
	Плавни	120–110–115	
Похолодание			*Arvicola cantianus*
Лихвинское межледниковье	Чигирин	145–130–100	
	Стрелица	133–110–100	
	Гуньки 2	150–130–120	
	Гуньки 1	150–128–120	
	Верхняя Еманча	150–125–100	
	Рыбная Слобода	150–122–115	
	Озерное	145–125–115	
	Узмари	140–130–123	

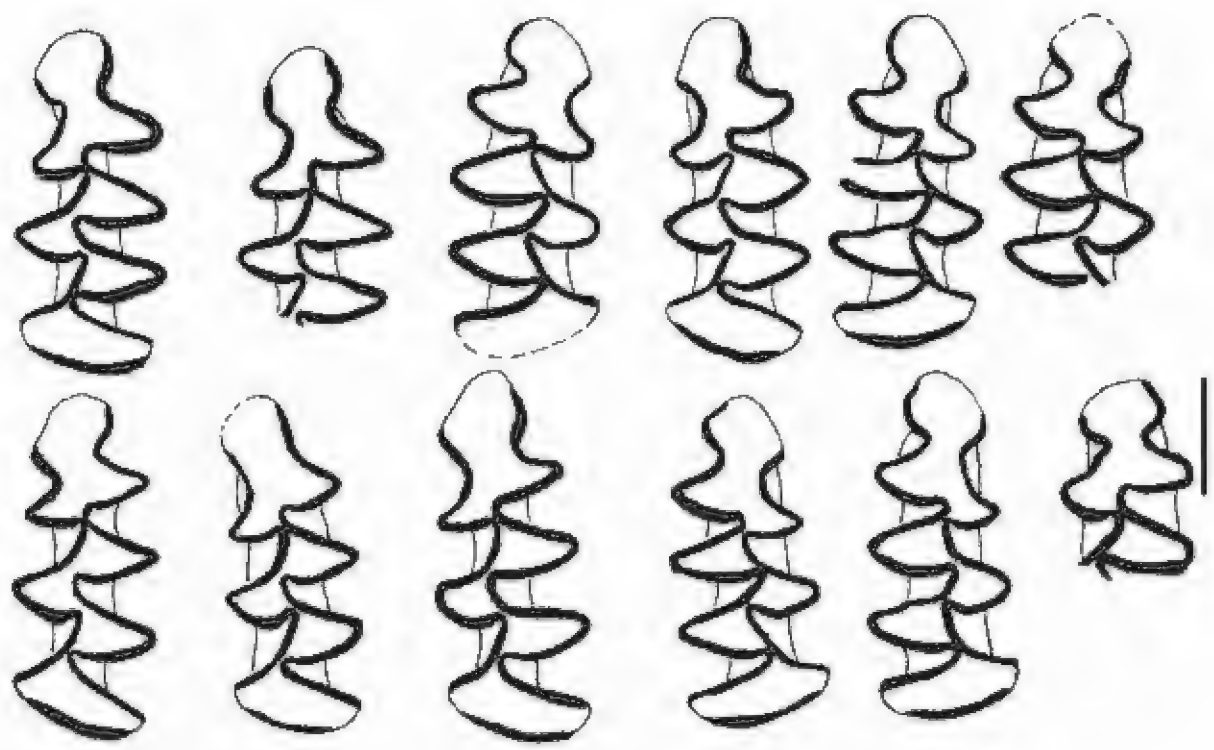

Рис. 3. Передние нижние моляры м1 водяной полевки *Arvicola cantianus*
Fig. 3. First lower molars m1 of water vole *Arvicola cantianus*

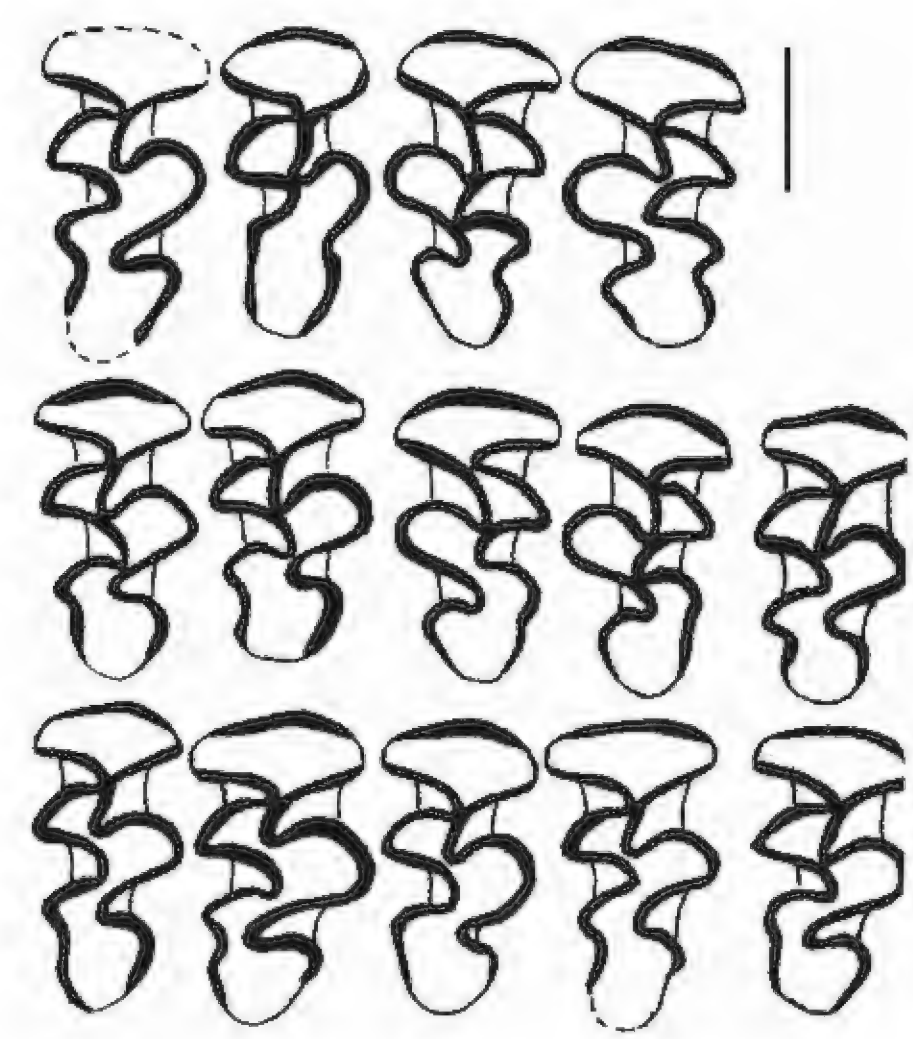

Рис. 4. Третьи верхние моляры М3 водяной полевки *Arvicola cantianus*
Fig. 4. Third upper molars M3 of water vole *Arvicola cantianus*

ча, фауна обнаружена в аллювии, перекрытым сложной лессово-почвенной серией) [Маркова, 2004, 2017, Markova, 2006, Михайлеску, Маркова, 1992] (Markova, 2004, 2017; Mikhailesku, Markova, 1992). Также обнаружены сходные фауны в местонахождениях Смоленский Брод (бассейн Западной Двины) [Вознячук и др., 1979; Мотузко, 1985] (Vozniachuk et al., 1979; Motuzko, 1985) и Няравай (бассейн Немана) [Мотузко, 1985] (Motuzko, 1985). Л. Рековцом описана близкая фауна из местонахождения Меджибож (бассейн Южного Буга). Фауна там залегает под 10 м. лессово-почвенной толщей с тремя сложно построенными почвенными комплексами [Rekovets et al., 2007]. *Arvicola cantianus* из восточноевропейских местонахождений хорошо сопоставима с водяными полевками из гольштейнских, хокснийских и более древних местонахождений Западной Европы [Heinrich, 1978; Koenigswald, Kolfschoten, 1996; Maul, 2000, Schreve, 2001].

Данные по лихвинским (= гольштейнским, = хокснийским) восточноевропейским и западноевропейским местонахождениям фауны мелких млекопитающих были подробно проанализированы в предыдущих публикациях [Маркова, 2017; Markova, Puzachenko, 2017] (Markova, 2017). Так, например, нижний костеносный слой в многослойном местонахождении Шёнинген (Германия) с археологическими артефактами (Шёнинген 13 1 и Шёнингеи 12 B) содержат остатки *Sorex minutus, Sorex (Drepanosorex)* sp., *Trogontherium cuvieri, Spermophilus* sp., *Dicrostonyx* sp., *Lemmus lemmus, Clethrionomys glareolus, Arvicola terrestris cantianus, Microtus (Terricola) subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus, M. gregalis, Apodemus sylvaticus* и др. Выше, в разрезе была обнаружена еще одна, более продвинутая фауна, отнесенная к рейнсдорфскому межледниковью (МИС 9). Нижняя фауна отнесена Т. Кольфсхотеном к МИС 11 и к гольштейнскому межледниковью [Kolfschoten, 2014].

Многослойное местонахождение Барнфилд Пит (Сванскомб, графство Кент, Великобритания) расположено в южной части бассейна нижней Темзы [Schreve, 2004]. В местонахождении обнаружен череп древнего человека и орудия культур кратон (в нижних слоях) и ашеля (в бо-

Значения индекса SDQ для Arvicola из лихвинских, каменских и микулинских месторождений

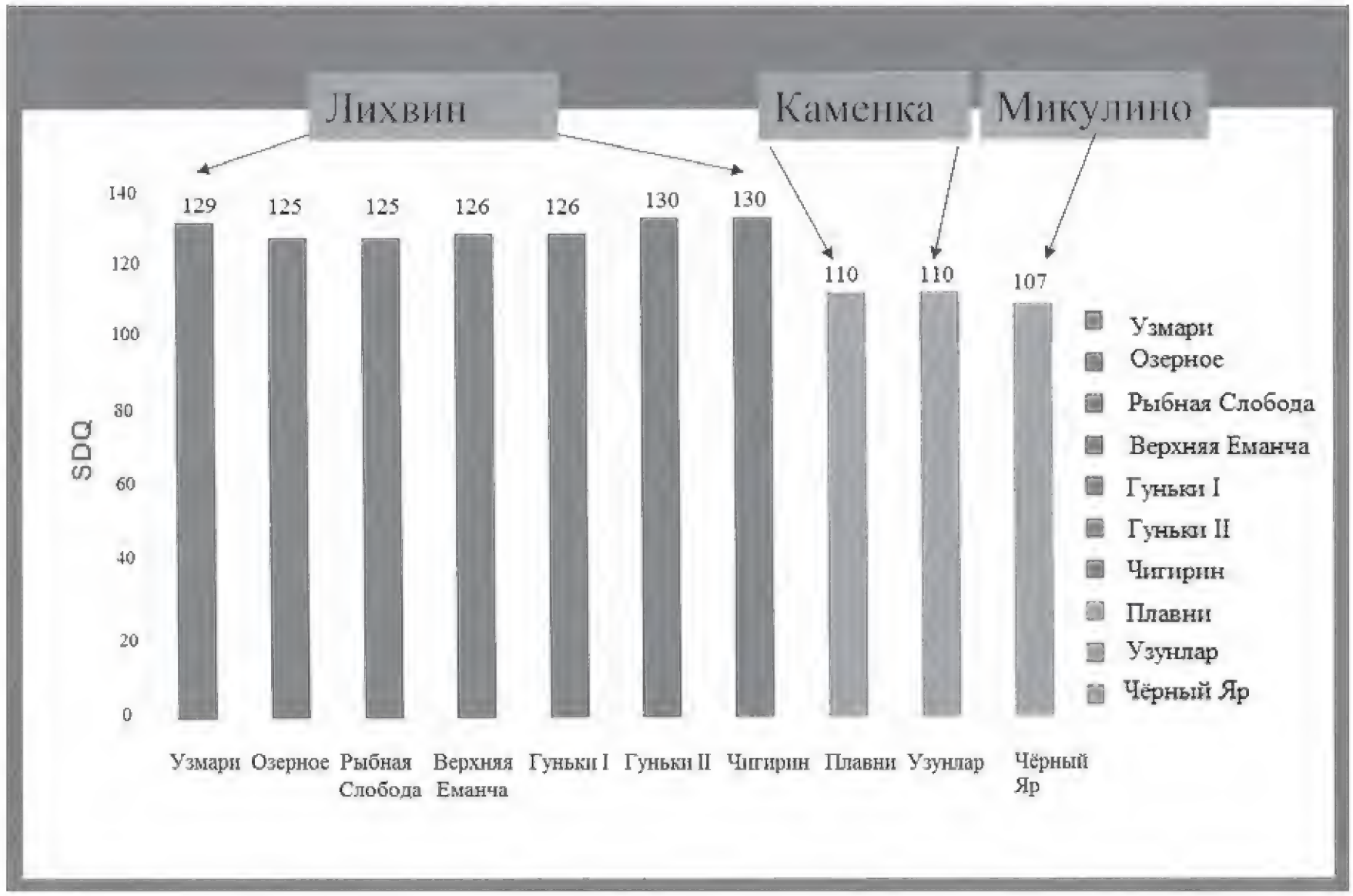

Рис. 5. SDQ индекс моляров *Arvicola* из отложений лихвинского, каменского и микулинского межледниковий Русской равнины

Fig. 5. SDQ index for *Arvicola* molars from the deposits of the Likhvin, Kamenka and Mikulino interglacials of the Russian Plain

лее высоких слоях). Местонахождение залегает на отложениях оледенения англий (синхронного окскому оледенению Восточной Европы). Фауна из нескольких слоев была отнесена к хокснийскому сложному межледниковью и включает *Macaca sylvanus, Homo* sp., *Trogontherium cuvieri, Arvicola terrestris cantianus (=A. cantianus), Microtus (Terricola) subterraneus, M. arvalis, M. agrestis, M. oeconomus, Dama dama clactoniana, Stephanorhinus kirchbergensis, St. hemitoechus, Megaloceros giganteus, Bos primigenius, Equus hydruntinus* и др. [Parfitt, 1998]. Особенно показательны находки в местонахождении Барнфилд Пит остатков примитивных *A. terrestris cantianus* с «мимомисным» типом эмали и индексом SDQ - 140. В местонахождении отсутствуют остатки корнезубых полевок *Mimomys* и *Pliomys*.

Близкая фауна с архаичными *A. terrestris cantianus* была обнаружена в местонахождении Бичес Пит, Саффолк, Великобритания [Preece et al., 2000, 2006]. Это местонахождение коррелируется с оптимумом хокснийского межледниковья. Фауна включает множество теплолюбивых видов мелких и крупных млекопитающих, например, остатки лани, благородного оленя, садовой сони и др.

Ряд фаун близкого эволюционного уровня были обнаружены в Нидерландах, Германии, Великобритании, Чехии. Обзор этих местонахождений приведен в предыдущих статьях [Маркова, 2017, Markova, Puzachenko, 2017] (Маркова, 2017). Во всех этих местонахождениях водяные полевки и другие виды *Arvicolinae* имеют сходный эволюционный уровень. Также во всех этих фаунах отсутствуют корнезубые полевки *Mimomys* и *Pliomys*. При этом более поздние местонахождения содержат *Arvicolinae* более продвинутого эволюционного уровня. Эти данные позволяет говорить о синхронности фаун из разных частей Европы, относящихся к лихвинскому (= гольштейнскому, = хокснийскому) межледниковью. Возраст фаун и правомочность их отнесения к MIS 11 в ряде случаев подтверждается результатами абсолютных методов.

Как упоминалось выше, в бассейне Волги местонахождение Рыбная Слобода – первое ме-

стонахождение лихвинского возраста. Важным датирующим элементом фауны Рыбная Слобода помимо присутствия остатков древних водяных полевок *A. cantianus*, является находки остатков степных пеструшек *Lagurus transiens* (рис. 6, 7). Пеструшки этого хроновида характерны для фаун широкого временного интервала: фаун мучкапского межледниковья – лихвинского межледниковья [Маркова, 1982, 2017] (Markova, 1982, 2017). Нужно отметить, что в лихвинских фаунах присутствуют в определенном количестве и более прогрессивные морфотипы зубов *Lagurus*. Однако подавляющее количество морфотипов моляров степных пеструшек относятся к *L. transiens* (рис. 7, морфотип VII) [Маркова, 1982, 1983, Markova, 2004] (Markova, 1982, 1983).

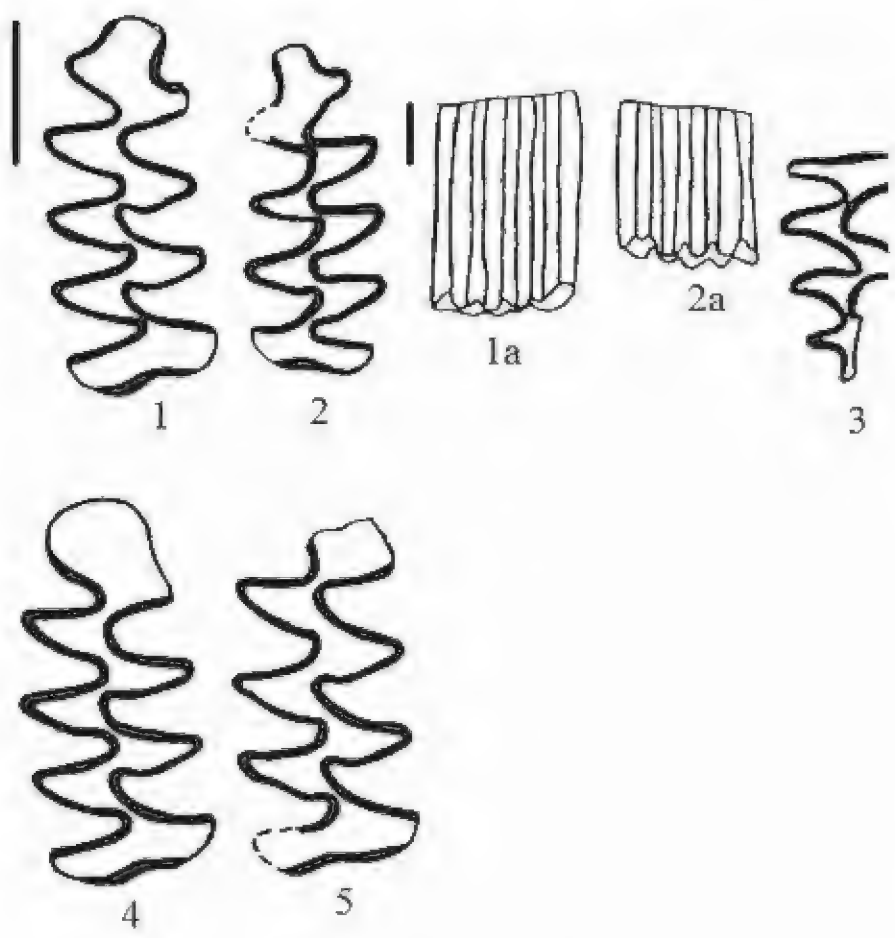

Рис. 6. 1, 2 – м1, 3 – М3 степной пеструшки *Lagurus transiens*; 4, 5 – m1 желтой пеструшки ***Eolagurus luteus volgensis***

Fig. 6. 1, 2 – m1, 3 – M3 of steppe lemming *Lagurus transiens*; 4, 5 – M1 of yellow steppe lemming ***Eolagurus luteus volgensis***

Желтые пеструшки рода *Eolagurus* представлены небольшим количеством остатков. Эволюционные изменения *Eolagurus* анализировались ранее на обширном плейстоценовом материале [Агаджанян, Маркова, 1983] (Agadjanyan, Markova, 1983). Обнаруженные в Рыбной Слободе остатки желтых пеструшек были отнесены к среднеплейстоценовому хроновиду *E. luteus volgensis* Alexandrova (рис. 6).

Интересны находки двух видов лесных полевок рода *Clethrionomys* – *Cl. glareolus* и *Cl. rufocanus* (рис. 8). Особенно показательно присутствие *Cl. rufocanus*, вида впервые обнаруженного на Русской равнине. Его присутствие объясняется восточным положением местонахождения Рыбная Слобода.

Большинство моляров узкочерепных полевок были определены как *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis*. Лишь 4 м1 имеют архаичные морфотипы, напоминающие *L.(S.) gregaloides,* что указывает на древность фауны.

В фауне присутствуют остатки пашенной *Microtus agrestis*, обыкновенной полевки *Microtus arvalis* и полевки-экономки *M. oeconomus*. Находки остатков этих видов указывает на многообразие местообитаний в низовьях Камы – лесных, луговых и околоводных биотопов.

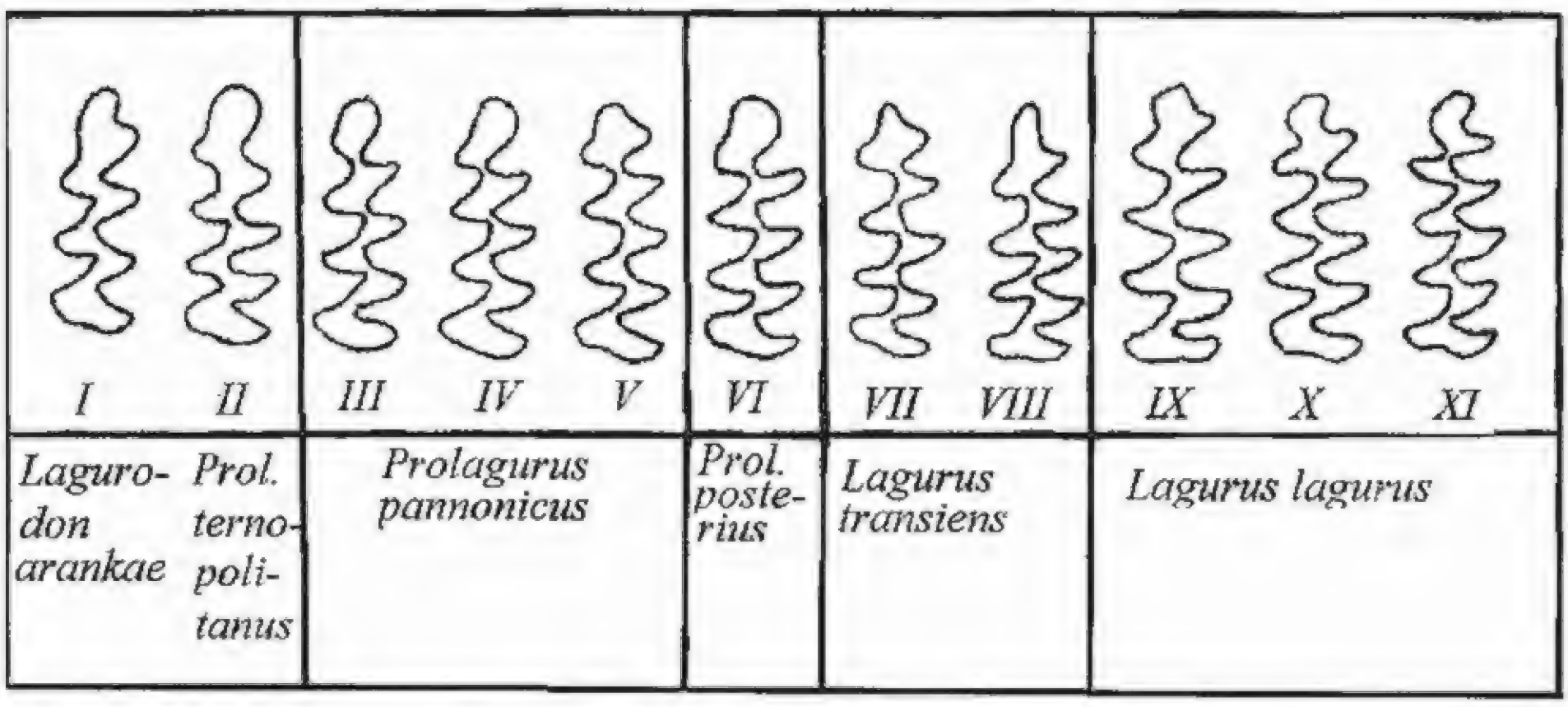

Рис. 7. Основные морфотипы плейстоценовых лагурид по материалам Русской равнины
Fig. 7. Principal morphotypes of Pleistocene lagurides by the materials of the Russian Plain

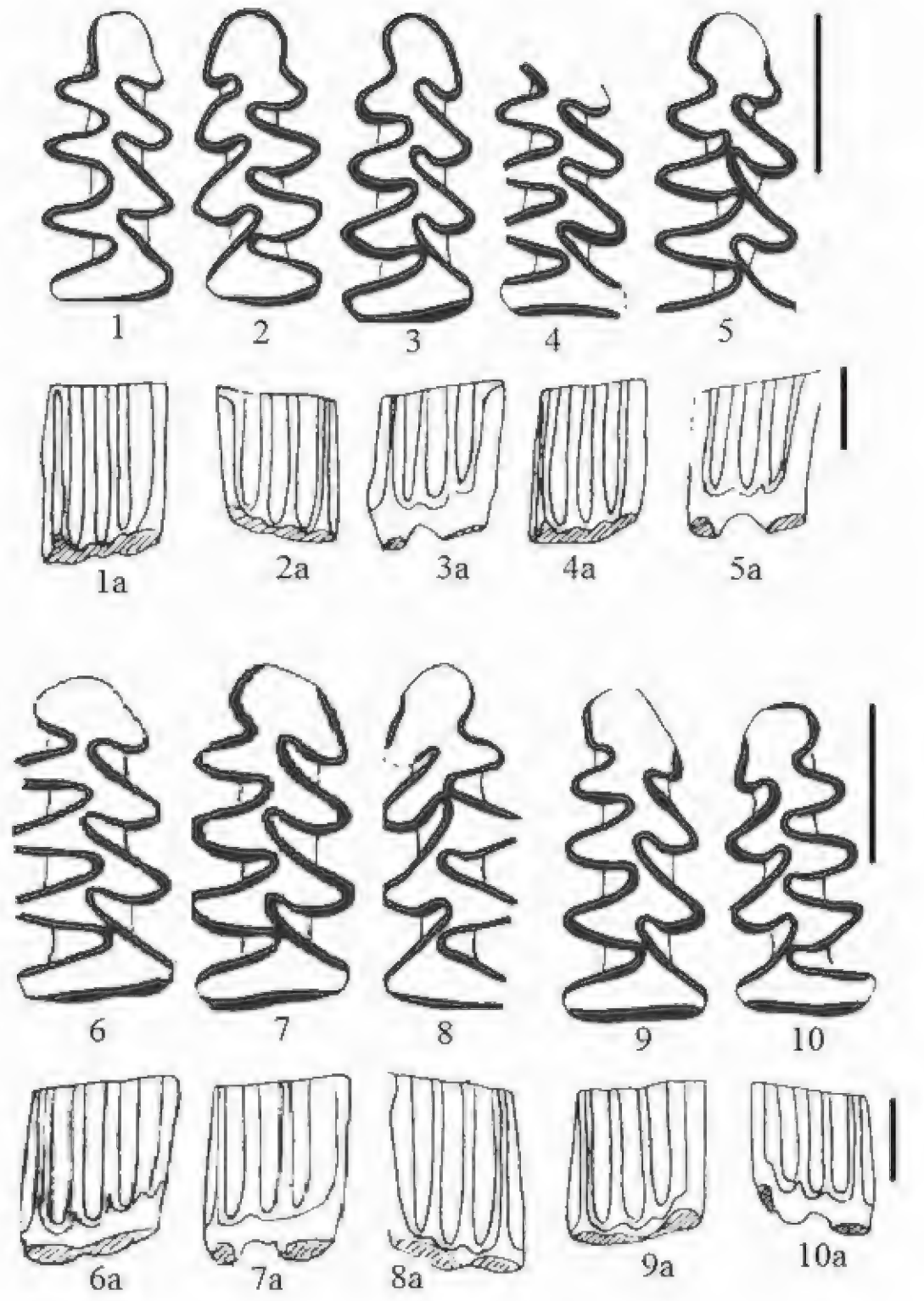

Рис. 8. 1–5 – жевательная поверхность м1, 1а–5а – боковая поверхность м1 *Clethrionomys glareolus;* 6–10 – жевательная поверхность, 6а–10а – боковая поверхность м1 *Clethrionomys rufocanus*

Fig. 8. 1–5 – chewing surface of m1, 1a–5a – lateral surface м1 of *Clethrionomys glareolus;* 6–10 – chewing surface of m1, 6a–10 a – lateral surface of м1 of *Clethrionomys rufocanus*

Проведенные исследования остатков ископаемых мелких млекопитающих из местонахождения Рыбная Слобода позволили установить видовой состав и эволюционный уровень фауны. В фауне доминируют водяная полевка *Arvicola cantianus* (Hinton, 1910) (=*A. mosbachensis* Schmidtgen, 1911), *Clethrionomys glareolus* (Schreber, 1780), *Cl. (Craseomys) rufocanus* (Sundevall, 1846), *Microtus (Alexandromys) agrestis* Linnaeus, 1761, полевка-экономка *M. (Alexandromys) oeconomus* (Pallas, 1776), узкочерепная полевка *Lasiopodomys (Stenocranius) gregalis* (Pallas, 1779). Также в местонахождении обнаружены остатки степной пеструшки *Lagurus transiens* Janossy и желтой пеструшки *Eolagurus luteus volgensis* Alexandrova. Архаичной структурой зубов отличаются моляры степной пеструшки, которые идентичны таковым среднеплейстоценовой пеструшки *Lagurus transiens*, характерной для лихвинского межледниковья и более ранних среднеплейстоценовых интервалов. При этом в фауне Рыбной Слободы практически отсутствуют «питимисные» формы полевок: *Microtus (Terricola) arvalidens и L. (S.) gregaloides*, характерные для более древних фаун среднего и раннего плейстоцена. Встречены лишь 4 м1 узкочерепной полевки, близкие по строению к *L. (S.) gregaloides*. Также отсутствуют остатки корнезубых полевок родов *Mimomys*, *Pliomys, Borsodia*, *Villanya,* представленные в более древних фаунах.

В стратотипе лихвинского межледниковья в разрезе Чекалин (бассейн р. Оки) из отложений гиттии получены остатки *Desmana* sp., *Apodemus* cf. *sylvaticus, Clethrionomys glareolus, Microtus*

sp. и водяной полевки *Arvicola cantianus (=mosbachensis*), с «мимомисным» строением эмали зубов и мелкими размерами [Агаджанян, 2009] (Agadjanyan, 2009). Из этих отложений определена лихвинская флора [Болиховская, Судакова, 1996] (Bolikhovskaya, Sudakova, 1996) .

По многочисленным остаткам мелких млекопитающих, обнаруженных в пойменных отложениях IV террасы Днепра («моренной» террасы Днепра) в комплексно изученном местонахождении Гуньки (Гуньки I и Гуньки II) (бассейн р. Псел) был выделен «гуньковский» комплекс мелких млекопитающих [Markova, 1990]. Местонахождение мелких млекопитающих Гуньки I находится в четкой стратиграфической позиции. Оно приурочено к пойменным гиттиобразным отложениям IV террасы Днепра, в которых обнаружена лихвинская флора [Губонина, 1975] (Gubonina, 1975). Выше залегают зеленоватые пойменные суглинки с богатой фауной мелких млекопитающих (Гуньки II). Формирование этих двух толщ было практически одновременным. В этих отложениях были обнаружены остатки *Sorex praearaneus*, *Ochotona* sp., *Allactaga major, Alactagulus pumilio, Spermophilus* sp., *Spalax* sp., *Cricetus cricetus, Cl.glareolus, L. transiens, E. luteus* aff. *volgensis, A. cantianus, L.(Stenocranius) gregalis, M. arvalis, M. oeconomus* [Маркова, 1982] (Markova, 1982). В покровной лессово-почвенной толще в разрезе Гуньки сверху вниз были выделены брянская почва (MIS 3) и мезинский педокомплекс (MIS 5), подстилаемые горизонтом днепровской морены (MIS 6). Под мореной выделяется горизонт флювиогляциальных отложений, ниже которых отмечены горизонты роменской (MIS 7) и каменской почв (MIS 9), подстилаемые пойменными отложениями с фауной мелких млекопитающих [Величко и др., 1997; Маркова, 1982] (Velichko et al., 1997; Markova, 1982). Все эти отложения залегают, по мнению Д.К. Биленко, на коренных полтавских песках.

Структура разреза Рыбная Слобода практически аналогична структуре разреза Гуньки. Единственно, в разрезе Рыбная Слобода отсутствует горизонт днепровской морены. Как известно, днепровский ледниковый покров имел ограниченное распространение на востоке Русской равнины и не доходил до бассейна Камы. Комплекс геологических данных и эволюционные особенности фауны позволяет уверенно сопоставлять фауны разрезов Гуньки и Рыбная Слобода, залегающих в сходных стратиграфических позициях. Местонахождения мелких млекопитающих близкого таксономического состава также обнаружены в ряде разрезов Русской равнины, расположенных в бассейнах Оки, Днепра, Днестра, Дуная и Дона [Агаджанян, 2009; Маркова, 2004, 2017; Markova, 2006, Markova, Puzachenko, 2017] (Agadjanyan, 2009; Markova, 2004, 2017). Самое восточное из этих местонахождений – местонахождение Рыбная Слобода. Такое географическое положение наложило отпечаток на специфику видового состава. В Рыбной Слободе помимо остатков рыжей полевки *Clethrionomys glareolus* обнаружены остатки красно-серой полевки *Cl. (Craseomys) rufocanus*, не встреченной ни в одном из других лихвинских местонахождений Русской равнины (рис. 8). Эта полевка ныне обитает в Скандинавии, на севере Восточной Европы, в Сибири, С. Китае, Японии. Она распространена в хвойных и березовых лесах, кустарниковых зарослях.

Палеореконструкции. Экология мелких млекопитающих, обнаруженных в Рыбной Слободе, свидетельствует о распространении в период лихвинского межледниковья в устье Камы ландшафтов разных типов. Находки остатков лесных полевок рода *Clethrionomys (Cl. rufocanus и Cl. glareolus)* и пашенной полевки *Microtus agrestis* указывают на распространение лесов, как широколиственных, так и хвойных. Присутствие таких видов открытых пространств как степная пищуха *Ochotona pusilla*, суслик *Spermophilus*, европейский хомяк *Cricetus cricetus*, степная пеструшка *Lagurus transiens*, желтая пеструшка *Eolagurus luteus volgensis*, узкочерепная полевка *Lasiopodomys (S.) gregalis* дает представление об открытых степных ландшафтах, приуроченных, вероятно, к плато. Ряд обнаруженных видов обитают в луговых ландшафтах пойм, на опушках лесов: обыкновенная полевка *M. arvalis*, европейский крот *Talpa europea*. Водяная полевка *Arvicola cantianus* и полевка-экономка *Microtus oeconomus* – обитатели околоводных биотопов. Эвритопный вид – обыкновенная бурозубка *Sorex araneus* - распространен как в лесных, так и в открытых луговых и степных биотопах. В целом, по материалам мелких млекопитающих в устье Камы в период лихвинского межледниковья реконструируются лесостепные ландшафты.

Литолого-геохимические особенности и природные обстановки формирования толщи постлихвинских отложений шлейфа склоновых образований разреза Рыбная Слобода

Анализ строения толщи постлихвинских отложений в разрезе Рыбная Слобода, с учетом геоморфологического строения территории его расположения, выявил ряд его особенностей: 1) разрез расположен у подножия коренного склона, на котором размещается пос. Рыбная Слобода; 2) на склоне имеется значительное количество

эрозионных рытвин в виде оврагов, что является достаточным аргументом для необходимости учета, временами возникавших, денудационных процессов. Среди них приоритетная роль, по нашему мнению, может быть отведена делювиальным и солифлюкционным образованиям; 3) в разрезе толщи постлихвинских образований был описан шлейф склоновых образований, которые перекрывают аллювиальные отложения террасы Камы; 4) в строении шлейфа хорошо выражено наличие неоднократных перерывов различной продолжительности склонового осадконакопления, что подтверждается наличием хорошо выраженных горизонтов палеопедогенеза, также иногда отличающихся сложным строением палеопочвенных серий; 5) наличие палеомерзлотных деформаций клиновидного типа (правда, в одном случае), позволяет полагать, что на поверхности склона возникали не только аккумулятивные, но и денудационные процессы; 6) наличие толщ делювия может свидетельствовать о существовании в данном районе периодически возникающих этапов с повышенным выпадением атмосферных осадков. Проявления криогенных структур указывают на значительные похолодания. Отмеченный выше неполный перечень палеографических особенностей, их значительная изменчивость, возможно, даже резкая смена природных обстановок, позволяет нам ограничиться в настоящей статье лишь приведением материалов непосредственно по данному разрезу, характеризуя лишь те горизонты стратиграфической шкалы, которые имеются в нём. Более полная последовательность природных событий, изложена в другой публикации, изданной в журнале Стратиграфия. Геологическая корреляция [Глушанкова, Агаджанян, 2021] (Glushankova, Agadjanyan, 2021).

В последние годы появляется всё больше данных, свидетельствующих о сложной периодизации палеогеографических событий на Русской равнине во второй половине среднего плейстоцена. Существующие разногласия касаются как крупных ледниковых покровов, так количества и ранга тёплых интервалов. Одни исследователи выделяют два межледниковья – лихвинское и каменское (=горкинское), другие – три межледниковья и три оледенения. В Западной Европе многие исследователи выделяют три межледниковья и три оледенения, которые хорошо увязываются с изотопно-кислородной шкалой, на которой они выражены стадиями 6–11 [Urban, 1995; Turner, 1998]. Наличие трех ледниково-межледниковых ритмов удалось выделить в полном объеме в лёссово-почвенной формации на территории Окско-Донской лёссовой провинции [Глушанкова, 2011, 2015; Глушанкова, Агаджанян, 2021] (Glushankova, 2011, 2015; Glushankova, Agadjanyan, 2021).

Лихвинское межледниковье (слой 11, рис. 2). В основании разреза Рыбная Слобода залегают слабо карбонатные (CO_2 1,4–1,9%) осадки, время образования которых может совпадать с инжавинской почвой (табл. 2), содержащие микротериофауну лихвинского межледниковья. В их гранулометрическом составе преобладает песчаная фракция. Содержание илистой фракции повышено лишь в средней части слоя, а алевритовой – у его подошвы. Степень гумусированности и карбонатности их относительно невысокая ($C_{орг}$ 0,12–0,19%; CO_2 $_{карб}$ 0,8–1,1 %). Лишь на границе с вышележащим борисоглебским лессовым горизонтом (MIS 10, табл. 2), возрастает количество углекислых солей ($CO_{2\ карб.}$ 3,48%) (рис. 9).

С калужским похолоданием, пришедшем на смену лихвинскому межледниковью, коррелируется борисоглебский лёссовый горизонт (рис. 2 слой 10). Он претерпел существенные изменения и в разрезе Рыбная Слобода почти полностью отвечает иллювиальному горизонту вышележащего сложно построенного педокомплекса каменского межледниковья.

Чекалинское (каменское) межледниковье (рис. 2, слой 9). На протяжении межледниковья сформировался почвенный покров, представленный в разрезе Рыбная Слобода горизонтом полигенетического педокомплекса, состоящего из полно профильных почв двух этапов оптимального почвообразования. Основной фон почвенного покрова во время раннего оптимума составляли почвы, возможные аналоги современных бурых лесных лессивированных почв. В поздний оптимум формировались черноземовидные почвы под разнотравно-злаковыми степями.

Аналитическое изучение палеопочв ранней стадии, показало высокое содержание в них тонкодисперсных фракций (9,8–43,9%), относительную стабильность химического состава в почти бескарбонатном профиле ($CO_{2\ карб}$ 0,12–0,26%), их дифференциацию по содержанию ила. В распределении органического вещества ($C_{орг}$ 0,13–0,42%) обнаруживается два максимума – в средней и нижней частях горизонта А1, представленных соответственно гуматно-фульватным (Сгк/Сфк 1,4) и фульватным составом (Сгк/Сфк 0,56) (рис. 9). Результаты морфологического анализа в совокупности с физико-химическими данными свидетельствуют о развитии палеопочвы с участием процессов лессиважа. Двухфазное формирование педокомплекса происходило в условиях относительного равновесного сочетания тепла и влаги, высокой биопродуктивности, но в отличие от степных почв при более значительном

Таблица 2. Стратиграфическая схема плейстоцена Центра Русской равнины (составлена Н.И. Глушанковой)

Общая страт. шкала России		Междунар. стратигр. шкала		Возраст млн. лет	ИКС		Надгоризонты	Горизонты, подгоризонты [Шик, 2014].	Лёссово-почвенные образования (ЛПК – лёссово-почвенные комплексы; ПК – педокомплексы) [Величко и др., 1997; Глушанкова, 2008; Шик, 2014)].		Криогенные горизонты [Величко и др.,2004].	Фаунистические комплексы мелких млекопитающих
Раздел	Звено	Отдел	Подотдел									
Голоцен					1			Современная почва				
НЕОПЛЕЙСТОЦЕН	Верхнее	Верхний		0,1	2		ВАЛДАЙСКИЙ	Осташковский	Гололобовский ЛПК		Ярославский Владимирский	Верхнепалеолитический
					3			Ленинградский	Брянская почва			
					4			Калининский	Хотылевский лесс		Смоленский фаза «б»	
					5	a			Крутицкая почва			
						d			Севский лёсс		Смоленский фаза «а»	
						e		Микулинский	Салынская почва			
ПЛЕЙСТОЦЕН	Среднее	Ниж. плейс. I пол. среднего плейстоцена		0,2	6		СРЕДНЕРУССКИЙ	Московский (Днепровский)	Железногорский ЛПК	Мерцаловский лёсс	Днепровский	
										Курская почва		
										Цинский лёсс		
					7			Горкинский	Роменская почва			
				0,3	8			Вологодский	Орчикский лёсс		Игоревский	
					9			Чекалинский	Каменская почва			
				0,4	10			Калужский	Борисоглебский лёсс		Клиновидные структуры	
	Нижнее звено				11			Лихвинский	Инжавинский ПК			Гуньковский
					12		МИЧУРИНСКИЙ	Окский	Коростелёвский лёсс		Клиновидные структуры	Тираспольский
					15			Мучкапский	Воронский ПК			
					16			Донской	Донской лёсс		Клиновидные структуры	
					17		Южноворонежский	Ильинский	Ржаксинский ПК			
					18			Покровский+ **Б**	Бобровский лёсс		Клиновидные структуры	
ЭОПЛЕЙСТОЦЕН					19			Петропавловский - **М**	Балашовская почва			

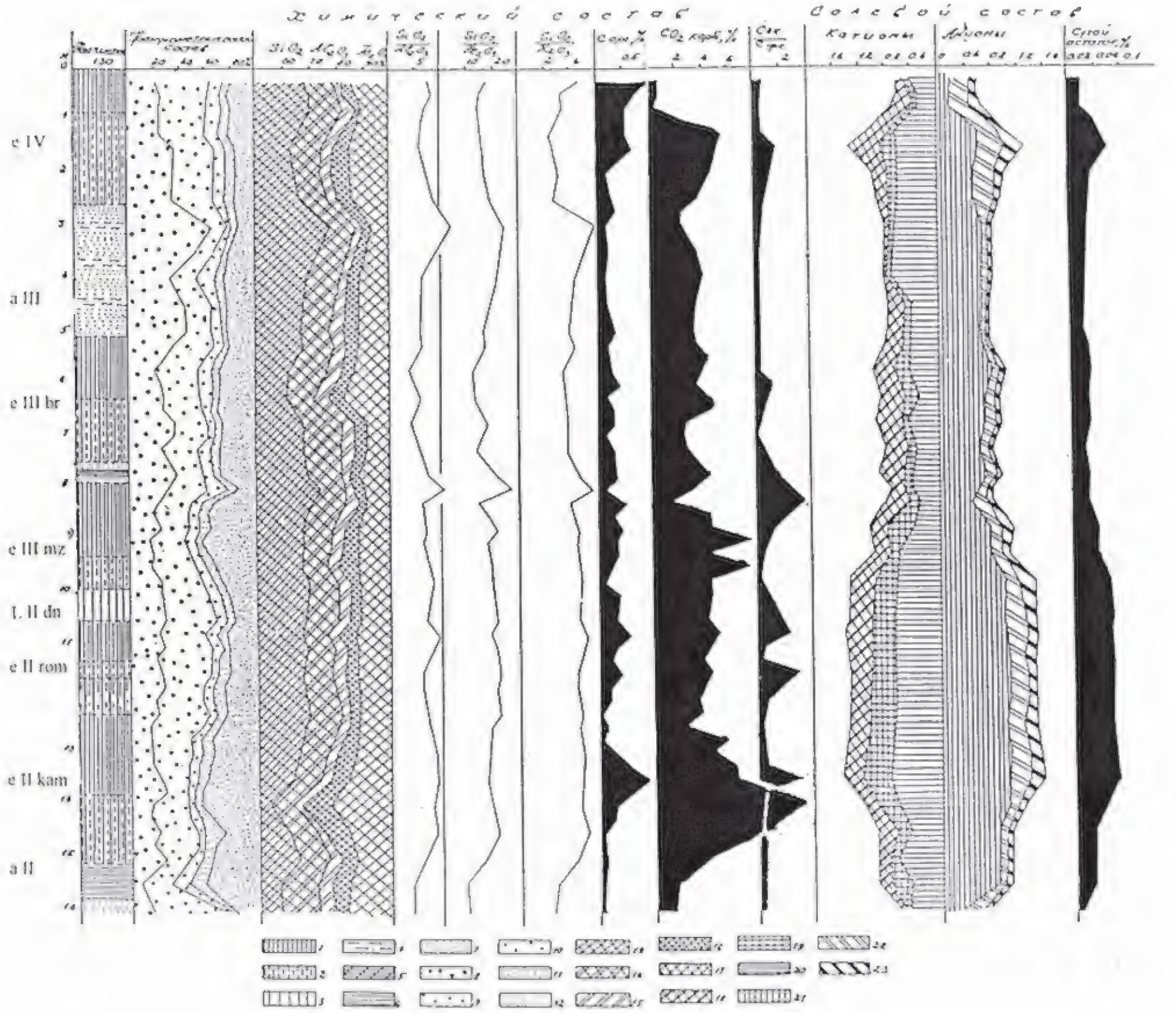

Рис. 9. Стратиграфическая колонка и вещественный состав плейстоценовых отложений разреза Рыбная Слобода

1–7 горизонты: 1 – гумусовый, 2 – иллювиальный, 3 – лессовидный суглинок, 4 – алеврит, 5 – супесь, 6 – глина, 7 – песок; 8–12 – гранулометрический состав (фракции, мм): 8 – 0,5–0,05, 9 – 0,05–0,01, 10 – 0,01–0,005, 11 – 0,005–0,001, 12 – < 0,001; 13–17 – валовой химический состав: 13 – SiO_2, 14 – $A1_2O_3$, 15 – Fe_2O_3, 16 – CaO, 17 – MgO, MnO, Na_2O, K_2O; 18–23 – солевой состав: 18 – Na^+, 19 – Mg^{2+}, 20 – Ca^{2+}, 21 – HCO_3, 22 – Cl, 23 – SO_4.

Fig. 9. Stratigraphic column and material composition of Pleistocene sediments of the Rybnaya Sloboda section

1–7 horizons: 1 – humus, 2 – illuvial, 3 – loess loam, 4 – siltstone, 5 – sandy loam, 6 – clay, 7 – sand; 8–12 – granulometric composition (fractions, mm): 8 – 0,5–0,05, 9 – 0,05–0,01, 10 – 0,01–0,005, 11 – 0,005–0,001, 12 – < 0,001; 13–17 – gross chemical composition: 13 – SiO_2, 14 – $A1_2O_3$, 15 – Fe_2O_3, 16 – CaO, 17 – MgO, MnO, Na_2O, K_2O; 18–23 – salt composition: 18 – Na^+, 19 – Mg^{2+}, 20 – Ca^{2+}, 21 – HSO_3, 22 – Cl, 23 – SO_4.

увлажнении. Формирование почвенного покрова на ранней стадии развития происходило в лесостепных ландшафтах с участками лесных широколиственных массивов, а на последующей – под разнотравно-злаковой растительностью луговых ландшафтов. В настоящее время возможные аналоги почв раннего оптимума широко распространены в Западной и на юге Центральной Европы, в частности в верховьях Вислы.

Из кротовин одновозрастной, морфотипически сходной почвы в разрезе Рассказово (Тамбовская область), была получена фауна мелких млекопитающих [Маркова, 2004] (Markova, 2004).

Горкинское межледниковье (рис. 2, слой 7). На вышележащих перигляциальных осадках орчикского горизонта (слой 8), коррелируемого с вологодским оледенением, и почти полностью переработанного педогенными процессами, залегает

роменская почва, монолитный профиль которой в разрезе сближен с каменской почвой (табл. 2). В разрезе Рыбная Слобода роменская почва образует самостоятельный стратиграфический горизонт, отделяясь от нижележащей каменской почвы слоем лессовидного суглинка. Вблизи верхнего контакта роменской почвы В.П. Нечаевым [2005] (Nechaev, 2005) описаны фестончатые криогенные деформации, аналогами данным которых являются сходные образования в современном деятельном слое на западе п-ова Ямал.

По аналитическим данным, в почве отсутствует чёткая дифференциация минеральной массы в пределах профиля, отмечаются лишь признаки оглинения в верхней и средней частях гумусового горизонта, к которым и тяготеет максимум в содержании ила, полуторных оксидов железа и алюминия (рис. 9). Для ее гранулометрического состава характерно доминирование алевритовой и илистой фракции, относительно повышенная гумусированность ($C_{орг}$ 0,25–0,61 %) и карбонатность ($CO_{2карб.}$ 4,08–5,41%), фульватный состав органического вещества (Сгк/Сфк 0,4–0,5). Указанные выше особенности морфологического строения, а также литолого-геохимические параметры вещественного состава позволяют заметить в роменской почве черты, сходные с современными почвами дерново-глеевого генезиса [Глушанкова, 2005, 2008] (Glushankova, 2005, 2008). Можно предположить, что формирование почвенного покрова в горкинское межледниковье происходило под воздействием процессов оглинивания, ожелезнения, гумусонакопления и криогенного воздействия. Свидетельством последнего является нарушенность кровли почвы криогенными и диагенетическими процессами, связанными с последующей холодной московской (днепровской) эпохой.

Днепровское оледенение (рис. 2, слой 6). Стратиграфическое положение соответствующих ему ледниковых отложений в разрезе Рыбная Слобода определяется их залеганием выше каменского и роменского почвенных горизонтов и ниже мезинского почвенного комплекса, ранняя фаза которого связана с микулинским межледниковьем (табл. 2). Мощность буро-коричневых суглинков, супесей, песков московского (днепровского) возраста в разрезе изменяется в пределах 1,5–1,8 м. В гранулометрическом составе их доминирует алевритовая фракция при подчиненном значении илистой. Вниз по разрезу выпадает фракция пылеватого песка, несколько возрастает содержание ила. Ледниковые отложения характеризуются относительно повышенным содержанием углекислых солей ($CO_{2карб}$ 3,9–4,2%), органического вещества фульватного типа ($C_{орг}$ 0,31–0,37%, Сгк/Сфк 0,34–0,42). В составе легкорастворимых соединений, наряду с превалирующими гидрокарбонатами кальция, заметную роль играют сульфаты натрия (рис. 9).

Из верхней части супесей и суглинков, подстилающих микулинскую почву и синхронных холодному днепровскому этапу, в разрезе Раздольный (на левобережье Камы) были отобраны костные остатки микротериофауны, в видовом составе которых доминировали суслики и полевки (местонахождение Коминтерн) [Агаджанян, 2009] (Agadjanyan, 2009). Среди полевок самым многочисленным видом является узкочерепная полевка, по численности превосходящая численность всех остальных вместе взятых. Довольно многочисленна водяная полевка. Подчиненную роль играют степная пеструшка и серый лемминг. Большая часть ориктоценоза Коминтерн характеризуется относительной бедностью видового состава и преобладанием степных форм с одновременным присутствием бореальных элементов. Это позволяет предположить, что данная фауна соответствует условиям прохладного и сухого климата. Преобладание алевритовой и мелкопесчаной фракций в гранулометрическом составе этих осадков свидетельствует о накоплении их в гидродинамических спокойных субаквальных условиях, в мелких хорошо аэрируемых водоемах. Эта фауна, несомненно, принадлежит интервалу второй половины среднего – началу позднего плейстоцена. Наиболее вероятно подобные сообщества отвечают концу среднеплейстоценового (московского) похолодания и началу микулинского межледниковья [Агаджанян, 2009] (Agadjanyan, 2009).

Существование мелких, временных, пересыхающих водоемов подтверждает состав фауны моллюсков, который, по определениям М.Ф. Ивахненко (ПИН РАН), содержит следующие виды: *Valvata (Valvata) pulshella* Studer, *Bithyniain flate*, *Bithunia (Bithunia) troshell* Paash., *Planorbis planorbis* (L), Lymnaea *(Stagnicola) vulnerata* Ktister. Основные из приведённых видов − обитатели мелководных и временных водоемов. Ареал большинства видов охватывает Европу и Сибирь. Исключение составляет *Lymnaea (Stagnicola) vulnerata,* распространение которого ограничено юго-западом Европейской части России. Наземные формы рода *Oxyloma* являются амфибионтами и живут на растениях и в прибрежной зоне водоёмов. В настоящее время они распространены по всей Палеоарктике. Исключение составляет лишь *Succinella oblongaelongate* − вид, обитающий в мезо-ксерофильных условиях.

На развитие фауны моллюсков в ландшафтах поймы указывает видовой состав птиц, среди которых, по определениям А.А. Карху (ПИН РАН),

преобладают пластинчатоклювые утки *(Anas* cf. *clypeata*, *Anac recca, Anas* cf. *crecca*, *Anatinae* sp., *Porzana*, *Gallinago* sp., *Musicapidae*). По палинокомплексам, полученным из одновозрастных отложений в долине р. Мёши, делается вывод о достаточно прохладной климатической обстановке в это время [Аверьянов и др., 1981] (Averianov et al., 1981). Подобно другим ледниковым эпохам, в эпоху московского оледенения максимальное распространение имели тундро-степи в комплексе с тундро-лесостепями [Болиховская, 2004] (Bolikhovskaya, 2004). Значительные изменения наблюдаются в видовом составе и распространении мелких млекопитающих. В ряде местонахождений этого возраста в бассейнах Сейма, Десны, Оки, Средней Волги были обнаружены остатки типичных животных субарктики и перигляциальных степей: *Dicrostonyx simplicior, Lemmus sibiricus, Lagurus* ex gr. *lagurus*, *L. (S.) gregalis* [Агаджанян, Глушанкова, 1989] (Agadjanyan, Glushankova, 1989)

Фауны мелких млекопитающих, соответствующие московско-днепровской ледниковой эпохе, хорошо изучены в бассейне Верхней Оки. В Лихвинском стратотипическом разрезе костеносный горизонт с леминговой фауной залегает во флювиогляциальных отложениях под днепровской мореной и выше лихвинской озерной толщи. В составе фауны присутствуют *D. simplicior*, *Lemmus sibiricus, Lagurus transiens, M. oeconomus, L. (S.) gregalis* [Разрезы…1977] (Sections…, 1977).

Поздний плейстоцен

На территории Русской равнины поздний плейстоцен ознаменовался заметной перестройкой природной среды, выразившейся в усилении ритмичности и контрастности в изменении климата, интенсивности, характера и направленности педогенеза. Отложения позднего плейстоцена в разрезе Рыбная Слобода представлены лессово-почвенно-криогенной формацией, в которой выделены три горизонта структурно различающихся ископаемых почв, отвечающих трем разновозрастным эпохам педогенеза.

Микулинское межледниковье (рис. 2, слой 5). В разрезе Рыбная Слобода почвы ранневалдайского интерстадиала и микулинского межледниковья наложены одна на другую и образуют мощный (1,0–3,75м), сложно построенный мезинский педокомплекс, нарушенный деформациями фазы «б» криогенного горизонта (рис. 2, слой 5). Теплые эпохи почвообразования разделены периодом похолодания, сопровождавшимся лёссонакоплением (севский лёсс, 0,3–1,0 м) и формированием деформаций фазы «а» смоленского криогенного горизонта. Стратиграфическое положение педокомплекса в разрезе определяется развитием нижней («салынской») почвы на отложениях днепровского возраста. Наличие характерных диагностических признаков, отражающих четкое двучленное строение педокомплекса, позволило уверенно выделять и сопоставлять его в опорных разрезах.

Замечено, что значительная мощность (0,8–1,5 м) и темная окраска гумусово-аккумулятивного горизонта в сочетании с хорошо выраженным иллювиальным горизонтом не свойственны современным почвам лесостепи. Подобное строение почвенного профиля может быть объяснено только с позиции полигенезиса почвенной толщи, сформировавшейся в две разновременные фазы. Визуально признаки первой фазы, относимой к микулинскому межледниковью, хорошо выражены лишь в виде иллювиальных горизонтов.

Согласно аналитическим данным, гранулометрический состав педокомплекса представлен преимущественно тонкодисперсными фракциями. Незначительное увеличение содержания илистой фракции наблюдается в средней и нижней частях гумусового горизонта. Содержание органического вещества ($C_{орг}$ 0,16–0,52%) фульватно-гуматного состава (Сгк/Сфк 1,3–3,1) постепенно уменьшается с глубиной. Среди компонентов валового химического состава отмечается относительное накопление полуторных оксидов железа и алюминия в гумусовых горизонтах палеопочв, входящих в педокомплекс. В составе поглощённых оснований в микулинской почве кальций превалирует над магнием, а в ранневалдайской почве содержание кальция почти равно содержанию магния. В распределении углекислых солей наблюдается несколько отчетливо выраженных максимумов. Один из них приурочен к иллювиальному горизонту интерстадиальной палеопочвы ($CO_{2карб}$ 3,9%), два других отмечаются в гумусовом ($CO_{2\ карб}$ 6,93%) и верхней части иллювиального горизонта ($CO_{2крб}$ 7,2%) межледниковой почвы (рис. 9). Исходя из полученных данных, можно представить, что в микулинское межледниковье преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Основной фон почвенного покрова составляли текстурно-дифференцированные лессивированные почвы, возможные аналоги современных лювисолей. В настоящее время они составляют основной фон почвенного покрова Центральной и Средней Европы. Аналогами этого почвенного комплекса в Центральной и Западной Европе являются: комплекс нетулиско – в Польше (Jersak, 1976); наумбургский – в Германии (Haase, Ruske, 1969; Liberoth, 1964); штильфрид А – в Австрии

(Fink, 1969); менде-базис – в Венгрии (Pecsi, 1991); рокур и варнетон – в Бельгии (Paepe et al., 1990) и др.

Крутицкий (ранневалдайский) интерстадиал (рис. 2, слой 5). Длительное и сложное в палеогеографическом отношении время, последовавшее за микулинским межледниковьем, характеризовалось на начальных этапах многочисленными климатическими колебаниями – похолоданиями и потеплениями. Интервал смягчения климата, по термическим показателям уступающий микулинскому межледниковью, представлен в разрезе почвой крутицкого интерстадиала – верхнего члена полигенетического мезинского почвенного комплекса. К этому временному интервалу в пределах Средней Европы зарубежные исследователи относят формирование верхних гумусированных почв полигенетических комплексов (аналогов мезинского комплекса), залегающих в основании вюрмских (=вислинских) лессов: Нетулиско 1 на Сандомирской возвышенности (Mojski, 2005; Jersak, 1976; Konecka-Betley, 1994, 2001), наумбургского и ломачского в Германии (Liberoth, 1964), гумусовых зон над рисс-вюрмской почвой в ФРГ (Semmel et al., 1973), ПК II в Чех ии, почвы Варнетон в Бельгии (Paepe et al., 1990) и др.

Результаты изучения почв ранневалдайского интерстадиала в разрезе Рыбная Слобода свидетельствуют о почвообразовании в условиях открытых безлесных ландшафтов и формировании своеобразных почв, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют. Характер, направление педогенеза, строение почвенного покрова относительно микулинского межледниковья существенным образом изменилось. Морфологические признаки, основные показатели физико-химического состояния почв, в особенности однообразие свойств органического вещества (гуматно-кальциевый состав, слабая степень обуглероженности и окисленности высокоароматичных молекул гуминовых кислот), характеризующие почвообразование ранневалдайского интерстадиала, указывают на относительное однообразие элементарных процессов педогенеза. Среди них явно доминировал дерновый процесс, способствовавший развитию почвенного покрова и почв с однотипным строением профиля (A1-C), в котором гумусово-аккумулятивный горизонт почти повсеместно представлен темно окрашенным суглинком мощностью 0,6–1,5 м. В составе однообразного по строению почвенного покрова преобладали почвы черноземовидного генезиса.

Большинство зарубежных исследователей относят их к черноземам, однако отсутствие в профиле иллювиально-карбонатного горизонта противоречит этому. На заключительных этапах или уже после завершения почвообразования почвы подверглись воздействию криогенных процессов (смоленская криогенная фаза «б»), представленные серией смятий и языков с признаками выдавливания (инволюции и криотурбации).

Брянский интерстадиал (рис. 2, слой 3). Вслед за крутицкой фазой педогенеза наступает эпоха похолодания, сопровождавшаяся лёссонакоплением в обстановке господства холодных гиперзональных условий. В лёссово-перигляциальной области началу среднего валдая отвечает маломощный горизонт хотылевского лёсса, являющегося материнской породой для почв брянской эпохи. Наибольшее содержание илистой фракции и полуторных оксидов сосредоточено в кровле лессового горизонта. Здесь же фиксируется максимальная гумусированность ($C_{орг}$ 0,24–0,36%) и карбонатность ($CO_{2\ карб}$ 4,21– 4,68%) (рис. 9). Время формирования его может быть отнесено к изотопно-кислородной стадии MIS 4 и частично MIS 3. Это подтверждают полученные в последние годы датировки по OSL этого горизонта в Лихвинском стратотипическом разрезе (> 70±7 тыс. лет назад) и в разрезе Гололобово (34±4 тыс. лет назад) в бассейне Оки [Little et al, 2002]. Исследования, проведённые в бассейне Десны, позволили установить в палеопочве, в диапазоне радиоуглеродных датировок 32–24 тыс. лет назад, не менее двух фаз педогенеза, а в бассейне Среднего Дона была подтверждена их разнозозрастность [Синицын, 2006] (Sinitzin, 2006).

Своеобразный почвенный покров средневалдайского этапа (рис. 2, слой 3), диагностируемый на последней стадии развития как мерзлотно-глеевый, в значительной степени отличался от межледникового и современного почвенного покрова [Величко, 2009]. По гранулометрическому составу брянская почва в разрезе Рыбная Слобода относится к тяжело – среднесуглинистым разностям. В ней отмечаются признаки оглинения верхней и средней частей гумусового горизонта, к которым и тяготеет максимум в содержании полуторных оксидов железа и алюминия. Содержание органического вещества фульватного состава (Сгк/Сфк – 0,58–0,67) в профиле почвы относительно невелико ($C_{орг}$ – 0,23–0,44%), а максимум отмечен в средней и нижней «языковатой» части гумусового горизонта. Как морфологически, так и аналитически в палеопочве наблюдается обособление карбонатного горизонта ($CO_{2\ карб}$ – 2, 83–4, 57%) (рис. 9).

Аналогами почв брянского интервала в Центральной и Западной Европе являются: почвы гляйнского комплекса, лонер, кезенерской зоны оглеения в Германии (Liberoth, 1964), Штильфрид «Б» в Австрии (Fink, 1969), ПК 1 в Чехии (Smo-

likova, 1984), Кесельт в Бельгии (Paepe, 1990), сент-ромен во Франции, менде Е в Венгрии (Peszi, 1990) и др.

Отсутствие прямых аналогов среди современных почв Русской равнины, противоречивость в сочетании признаков в строении профиля брянской почвы, свойственных широкому спектру типологически различных почв, педогенез которых определяется контрастными экологическими условиями, привели к различному, часто противоречивому, толкованию их генезиса, условий их образования и возрастных аналогов. Принимая во внимание сказанное выше, и исходя из полученных результатов, генетическая общность почв средневалдайского интервала на территории бассейнов Нижней Камы, Днепра, Дона, Оки, Средней Волги установлена в наличии: 1) гумусового горизонта с фульватным типом органического вещества; 2) иллювиально-карбонатного горизонта в основании профиля и ниже – признаков глеевого горизонта, не всегда четко проявляющихся; 3) увеличения глинистой фракции в профиле почв. В формировании почвенного покрова брянской эпохи активное участие принимали процессы относительного гумусонакопления, внутрипочвенного выветривания и накопления углекислых солей. Перечисленные показатели обнаруживаются в палево-мерзлотных почвах, развитых в современности экстраконтинентальных, криоаридных районах Центральной Якутии и в бассейне реки Лена. Сочетание ряда признаков указывает на развитие почв в условиях провинциального изменения увлажнения. Морфологические особенности и литолого-геохимические характеристики средневалдайской почвы свидетельствуют о её дерново-карбонатном, а на заключительных этапах – над мерзлотно-дерново-карбонатном типе почвообразования [Глушанкова, 2008; 2011] (Glushankova, 2008, 2011).

Брянская палеопочва в разрезе перекрывается неравномерными по мощности и неоднородными по гранулометрическому и химическому составу карбонатными ($CO_{2карб}$ 2,52–3,93%) лёссовидными суглинками и супесями позднего валдая (рис.2, слой 2). Для них характерна слабая гумусированность ($C_{орг}$ 0,13–0,32%), фульватный состав органического вещества. Среди легкорастворимых солей преобладают гидрокарбонаты кальция (сухой остаток 0,041%). Поглощенный комплекс представлен катионами кальция и магния при некотором преобладании кальция (рис. 9).

В кровле поздневалдайской толщи развита современная почва (рис.2, слой 1) морфологические признаки и аналитические параметры которых характерны для черноземов центральной лесостепной и степной области суббореального пояса. В них наблюдается значительное содержание органического вещества ($C_{орг.}$ 0,24–2,47%) гуматного состава (Сгк/Сфк 1,8–2,0), количество которого постепенно уменьшается с глубиной. Физико-химический состав почвы довольно однообразен, распределение илистой фракции и полуторных оксидов железа и алюминия в профиле почв равномерное. Значительное количество карбонатов кальция ($CO_{2карб}$ 1,64–4,35%) сосредоточено в низах иллювиального горизонта (рис. 9).

Сравнительный анализ трёх позднеплейстоценовых эпох педогенеза показал, что к голоценовому максимально приближено, хотя не является идентичным по строению почвенного покрова, микулинское межледниковье, в течение которого был реализован межледниковый цикл эволюции почв, и которое может рассматриваться в качестве эпохи – аналога голоценового межледникового почвообразования [Агаджанян, Глушанкова, 1989; Глушанкова, 2008] (Agadjanyan, Glushankova, 1989; Glushankova, 2008).

Заключение

Детальные междисциплинарные исследования плейстоценовых отложений в разрезе Рыбная Слобода позволили: 1) охарактеризовать общее строение субаэральной толщи и региональные особенности лессово-почвенных серий, отвечающих ныне известным климатолитам среднего и позднего плейстоцена. 2) проследить тренд процессов педогенеза трех межледниковых и двух интерстадиальных эпох. 3) Показать, что формирование межледникового почвенного покрова происходило в условиях лесостепных и степных ландшафтов суббореального почвенно-климатического пояса. Основной фон его в постлихвинское (каменское) межледниковье составляли бурые лесные лессивированные, черноземовидные почвы; в роменский этап почвы, близкие современным дерново-глеевым; в микулинское межледниковье комбинации лесных и лугово-черноземных почв. Полигенетические профили каждой из палеопочв отражают многофазность их развития, сложность и динамичность природной среды межледниковых эпох. Генезис почв интерстадиальных эпох позднего плейстоцена характеризуется как дерновый и мерзлотно-глеевый; 4) выявить 11 палеогеографических этапов в сложной динамике природно-климатических изменений за последние ~450 тыс. лет; 6) внести ряд новых положений в существующие представления по стратиграфии и палеогеографии плейстоцена восточного сектора Русской равнины.

Абсолютное датирование фаун хокснийского межледниковья, сопоставляемого с лихвинским

межледниковьем Восточной Европы и гольштенским межледниковьем Западной Европы проведено на ряде разрезов Великобритании. Так, отложения, содержащие фауну хокснийского межледниковья были датированы в стратотипе Хоксне, сл. С (Hoxne, leyer C) методом урановых серий и ESR. Получена дата 404 +33/ – 42 ka BP [Grün, Schwarcz, 2000]. Эта дата укладывается в интервал MIS 11. Как известно возраст MIS 11 оценивается 424–374 ka BP [Lisiecki, Raymo, 2005]. Также в Великобритании было продатировано местонахождение мелких млекопитающих Бичес Пит, Саффолк (Beeches Pit, Suffolk), содержащее сходное по эволюционному уровню фауну с *Arvicola cantianus* и залегающее в сложно построенных отложениях хоксния, перекрывающих морену оледенения англий. По данным урановых серий возраст его равен 390–400 т.л.н. и 414±30 т.л.н., по термолюминисцентному датированию и 471 + 51 т.л.н. [Candy et al., 2013, Preece et al., 2000, 2006], Фауны мелких млекопитающих из межледниковых отложений гольштейна и хоксния Западной Европы по эволюционному уровню хорошо сопоставляются с фаунами лихвинского межледниковья Восточной Европы [Kolfschoten, 2014; Маркова, 2017; Markova, Kolfschoten, 2012; Markova, Puzachenko, 2017; Shreeve, 2000, 2001] (Markova, 2017). Таким образом, можно уверенно говорить о синхронности фаун из разных частей Европы, относящихся к лихвинскому, = гольштейнскому, = хокснийскому межледниковьям и правомочности отнесения их к MIS 11. Эти фауны характеризуются присутствием архаичных водяных полевок *Arvicola cantianus*, степных пеструшек *Lagurus transiens*, присутствием полевок современного облика *Microtus arvalis, M. oeconomus, M. agrestis, L. (Stenocranius) gregalis*. Корнезубые полевки родов *Mimomys, Pliomys, Villanya, Borsodia,* а также *M. (Terricola) arvalidens, Lasiopodomys (Stenocranius) gregaloides* отсутствуют или встречены в крайне малом количестве.

Лихвинское местонахождение мелких млекопитающих Рыбная Слобода расширяет наши представления о природе этого межледниковья на востоке Русской равнины и позволяет реконструировать лесостепные ландшафты в бассейне Верхней Волги.

Полученные результаты в основных чертах коррелируются с имеющимися данными сопредельных территорий и могут служить основой для проведения широких палеогеографических реконструкций и межрегиональных корреляций. Они позволяют определить главные направления будущих исследований, нацеленных на совершенствование методики изучения лёссово-почвенно-криогенной формации, реконструкцию природной среды плейстоцена на основе палеопедологических и палеонтологических исследований, на территориальное расширение проводимых исследований.

Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания Института географии РАН № 0148-2019-0007 «Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования» и темы географического факультета МГУ «Палеогеографические реконструкции природных геосистем и прогнозирование их изменений». Авторы глубоко признательны к.г.н. географического факультета МГУ Р.Р. Макшаеву за помощь в создании рисунка разреза.

Литература

Агаджанян А.К. Мелкие млекопитающие плиоцен-плейстоцена Русской равнины М.: Наука, 2009. 679 с.

Агаджанян А.К. Этапы развития мелких млекопитающих плейстоцена центральных районов Русской равнины // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М. Институт географии. 1992. С. 37–49.

Агаджанян А. К., Глушанкова Н. И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука. 1989. С. 103–113.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена центра

Русской равнины // М. МГУ. Географический факультет. Депонировано ВИНИТИ. № 5684–1386. 1986. 163 с.

Агаджанян А.К., Маркова А.К. 1983. Желтые пеструшки *Eolagurus* (Rodentia, Microtinae) плейстоцена Русской равнины // Бюлл. комиссии по изуч. четв. периода. N 53: 75–85

Аверьянов В.И., Блудорова Е.А., Фомичева Н.Л., Ясонов П.Г. Казанское Поволжье и Прикамье // Плиоцен и плейстоцен Волго-Уральской области. М.: Наука. 1981. С. 95–118.

Болиховская Н. С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. Изд. дом «Городец», 2004. С. 567–582.

Боголюбов Н. Н. Материалы но геологии Калужской губернии, ч. 1 и 2. Калуга, 1904.

Болиховская Н.С. Основные этапы развития растительности и климата в плейстоцене .. география, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. Изд. Дом «Городец», 2004. С. 567–582.

Болиховская Н.С., Судакова Н.Г. Стратиграфическое и корреляционное значение Чекалинского (Лихвинского) опорного разреза плейстоцена Русской равнины // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1996. Т.4. №3. С. 86–97.

Величко А.А. Значение палеоданных для оценки глобальных изменений природной среды и климата // Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена)/ под ред. А.А. Величко. М.: ГЕОС. 1999. С. 5–7.

Величко А.А. Средневалдайско-зыряно-сартанский мегаинтерстадиал и климатический ранг его оптимума // Фауна. Проблемы квартера. Новосибирск: Изд-во СО РАН. 2009. С. 107–109.

Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Губонина З.П., Маркова А.К., Морозова Т.Д., Певзнер М.А., Чепалыга А.Л. 1997. Разрез Гуньки. Лессово-почвенная формация Восточно-Европейской равнины // Палеогеография и стратиграфия. М.: Инст. географии РАН. 1997. С. 60–79.

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия АН. Серия географическая, 2004, № 1. С. 7–25.

Величко А.А.Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия, геологическая корреляция, 2005, том 13, № 2. С. 84–102.

Вознячук Л.Н., Махнач Н.А., Санько А.Ф., Мотузко А.Н., Назаров В.И., Шалабода В.Л. Межледниковые отложения Смоленский Брод на Западной Двине (Беловежский район Смоленской области) // Новое в геологии антропогена Беларуссии. Минск: Наука и Техника. 1979. С. 64–79.

Глушанкова Н.И. Четвертичная стратиграфия и история развития бассейнов Средней Волги и Нижней Камы // Стратиграфия. Геол. корреляция. М.: Наука. 1998. С. 91–107.

Глушанкова Н. И. Среднеплейстоценовый педогенез и природная среда в центре и на востоке Русской равнины // Почвоведение. 2005. № 4. С. 398–406.

Глушанкова Н. И. Палеопедогенез и природная среда Восточной Европы в плейстоцене. Смоленск-Москва: Изд-во Маджента, 2008. 348 с.

Глушанкова Н.И. Геологическое строение и палеогеография неоплейстоцена в бассейне Нижней Камы (по материалам изучения опорных разрезов) //Проблемы стратиграфии и палеогеографии плейстоцена. М.: Изд-во географического ф-та МГУ, 2011. С. 134–155.

Глушанкова Н.И. Строение, состав и условия формирования новейших отложений в бассейне Нижней Камы // Литология и полезные ископаемые, 2015, № 3. С. 1–12.

Глушанкова Н.И., Агаджанян А.К. Неоплейстоцен Окско-Донской перигляциально - лёссовой провинции: стратиграфия, палеогеография, корреляция // Стратиграфия. Геол. корреляция. М.: Наука. 2021. Том. 29. № 5. С. 1–29.

Губонина З.П. Палинологические исследования основных горизонтов лессов и ископаемых почв южной части Русской равнины // Проблемы общей и региональной палеогеографии лессовых и перигляциальных областей. 1975. М.: Наука. С. 153–168.

Длусский К.Г. Среднеплейстоценовое почвообразование центра Восточно-Европейской равнины. Автореф. дис. канд. геогр. наук. М.: ИГРАН. 2001. 24 с.

Заррина Е.П. Климатические ритмы позднего плейстоцена. В кн.: Палеоклиматы и оледенения в плейстоцене. М.: Наука. 1989. С. 47–58.

Маркова А.К. Изменение морфологии зубов водяных полевок на протяжении плейстоцена // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М. Наука. 1981. С. 110–128

Маркова А.К. Плейстоценовые грызуны Русской равнины. М. Наука. 1982. 182 с.

Маркова А.К. Реконструкция палеоландшафтов лихвинского межледниковья по материалам фаун мелких млекопитающих Восточной Европы //Известия РАН, Серия географическая, N2. 2004. С. 39–51

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы // География, общество, окружающая среда. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. Дом «Городец», 2004. С. 583–596.

Маркова А.К. Европейские фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена // Сб. «Пути эволюционной географии». М.: Ин-т географии РАН. 2016. С. 504–507.

Маркова А.К. Эволюционные изменения степных пеструшек *Prolagurus – Lagurus* в плейстоцене Восточной Европы и их значение для стратиграфии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России). Ростов-на Дону. Азов. Изд-во ЮНЦ РАН. 2006. С. 226–228

Маркова А.К. Европейские фауны мелких млекопитающих второй половины среднего плейстоцена: видовой состав, распространение, корреляции // Бюл. Комиссии по изуч. четв. периода. Том 75. 2017. С. 11–33

Михайлеску К.Д., Маркова А.К. Палеогеографические этапы развития фауны юга Молдовы в антропогене. Кишинев, Штиинца. 1992. 311 с.

Мотузко А.Н. Грызуны антропогена Белоруссии и сопредельных территорий // Проблемы плейстоцена. Минск, Наука и техника. 1985. С. 173–188.

Нечаев В.П. Субаэральная криолитозона в структуре природной зональности Земли // Материалы третьей конференции геокриологов России. Т. 3. М.: Изд-во Моск. ун-та, 2005. С. 12–13.

Разрезы отложений ледниковых районов Русской равнины. М.: Изд-во МГУ, 1977. 198 с.

Синицын А.А. Геологическая и культурная стратиграфия палеолитической стоянки Костенки 14 (Маркина Гора). Проблемы хронологии // Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере. Международное рабочее совещание. СПб. ВСЕГЕИ, 2006. С. 92–93.

Спиридонова Е.А. Палинологическая характеристика средневалдайского мегаинтерстадиала и ее значение для восстановления истории развития флоры и растительности Русской равнины // Бюлл. Комис. по изучению четвертич. периода, 1983. С. 42–57.

Шик С.М. Некоторые проблемы стратиграфии и палеогеографии квартера // Бюлл. Комис. по изучению четвертич. периода, 2008. № 68. С. 40–49

Шик С.М. Неоплейстоцен Центра Европейской России: современные представления о стратиграфии и палеогеографии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014, том 22, № 2. С. 108–120.

Шик С.М. Палеоботаническая характеристика межледниковий неоплейстоцена центра европейской России // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Изд. географ. ф-т МГУ, 2015. С. 229–231.

Шик С.М., Осипова И.М., Пономарева Е.А. Гипостратотип горкинского горизонта (средний неоплейстоцен) у д. Пальниково (Тверская область) // Бюлл. Региональной межведомственной стратиграфической комиссии по центру и югу Русской платформы, выпуск 4. М.: РАЕН, 2009. С. 111–121.

Agadjanyan A. Timing of the *Mimomys–Arvicola* transition on the Russian Plain // Quaternary International 271. P. 38–49. 2012. https://doi.org/ 10.1016/j. quaint.2012.03.058

Bronger Z. Zur klimageschichte des Quarters von siidbaden auf bodengeographischer grundlage // Peterman's geogr. Mitt. 1969. Jg. 113. H. 2. P. 112–126.

Candy I., Schreve D C., Sherriff J. and Tye G.J. Marine Isotope Stage 11: Palaeoclimates, palaeoenvironments and its role as an analogue for the current interglacial // Earth Science Reviews. 2013, doi: 10.1016/j. earscirev.2013.09.006.

Haase G., Ruske R. Les loess sure le territories de la Republique Democratique Allemande. – In: La stratigraphic des loess d'Europe. 1969 (Suppl. Au Bull. Assoc. Franc. Pour l'elude quaternaries).

Heinrich W.-D. Zur biometrischen Erfassing eines Evolutionstrends bei *Arvicola* (Rodentia, Mammalia) aus dem Pleistozän // Thüringens. Säugetierkal. Inform. No 2. 1978. P. 3–21

Glushankova N., Sudakova N. Glacial stratigraphy of the Lower Pleistocene in the Oka-Don Region // Glacial deposits in north-cast Europe. A.A. Balkema/ Rotterdam/ Brookfield/, 1995. P. 157–160.

Glushankova N., Gribchenko Y., Sudakova N. Lithology of the Lower Pleistocene tills in the southern glaciated area of Russia // Glacial deposits in north-cast Europe. A.A. Balkema /Rotterdam / Brookfield/ 1995. P. 161–166.

Grün, R., Schwarcz, H. P. Revised open system U-series/ ESR age calculations for teeth from Stratum C at the Hoxnian interglacial type locality, England // Quaternary Science Reviews, 19. 2000. P. 1151–1154. https:// doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00085-8

Fink J. Le loess en Auricle // La stratigraphic des loess d' Europe. 1969/ P. 28–41.

Janczyk-Kopikova Z. The Ferdinandow Interglacial in Poland // Geol. Quarterly. 1991. V. 35. P. 71–80.

Jannosy D. Pleistocene Vertebrate Faunas of Hungary. Akademiai Kiado. Budapest – Elsevier – Amsterdam. 1986. 208 p.

Jersak J. Nature of fossil soils and their paleogeographic and stratigraphical implication // Bulletin Institute Geolgicznego. 1976. Vol. 297. P. 21–39

Koenigswald W.v., Kolfschoten Th. van. The *Mimomys-Arvicola* boundary and the enamel thickness quotient (SDQ) as stratigraphic markers in the Middle Pleistocene. The Early Pleistocene in Europe. Turner (ed.) // A.A. Balkena/Rotterdam/ Brookfield. 1996. P. 211–226

Kolfschoten, T. van. The Palaeolithic locality Schöningen (Germany): A review of the mammalian record // Quaternary International. No 326–327. 2014. P. 469–480. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.11.006

Kolfschoten, T. van. Review of the Pleistocene arvicolid faunas from the Netherlands. – In: Fejfar, O., Heinrich, W.-D. (eds), International Symposium Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia) // Geological Survey, Prague. 1990. P. 255–274.

Konecka-Betley K. Fossilsoils of Late Pleistocene developed from losses // Rocznikigleboznavcze. 1994. Suppl. 44. P. 55–62.

Konecka-Betley K. Construction of Late Pleistocene and Holocene pedagogical processes in Central Poland // Rocznikigleboznavcze. 2001. V. 36. P. 75–84.

Liberoch I. Einige Bemerkungezupaleopedologischen Problem bay der Gliederung der Loesse // Ber. Geol. Ges. DDR. 1964. Bd. 9. H. 6. P. 54–69.

Lisiecki, L.E. and Raymo, M.E. A Pliocene – Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic dl80 records // Paleoceonography 20. 2005. PA 1003. Doi: 10.1029/2004PA001071

Little E.C., Lian O.B., Velichko A.A., Morozova T.D., Nechaev V.P., Dlussky K.M., Rutter N.W. Quaternary stratigraphy and optical dating of loess from the East European (Russia) // Quarter. Sci. Reviews. 2002. V. 21. P. 1745–1762.

Markova A.K. Pleistocene microtheriofauna of the European part of the USSR. In: Fejfar, O., Heinrich, W.-D. (eds), International Symposium Evolution, Phylogeny, and Biostratigraphy of Arvicolids (Rodentia, Mammalia) // Geological Survey, Prague. 1990. P. 313–338.

Markova A.K. Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe. *Quaternary International*, Volume 149, Issue 1. 2006. P. 67–79

Markova A.K. Evolutional changes in the *Prolagurus-Lagurus* steppe lemming (Rodentia, Mammalia) linage and their significance for Pleistocene stratigraphy // Terra nostra. 18th international Senckenberg conference. Conference volume. (Edited by L. Maul and R. Kahlke). 2004. P. 159–160

Markova A.K., Kolfschoten T. van. Middle Pleistocene small mammal faunas of Eastern and Western Europe: chronology, correlation. // Geogr.Environ. Sustainability. Vol.5, No.4. 2012. P.17–22.

Markova A.K., Puzachenko A. Yu. 2017. Small mammal fauna in Europe during the second half of the Middle Pleistocene. Fossil Imprint. Vol. 73, no. 1–2. 2017. P. 48–66

Markova A.K., Udartcev V.P. Rybnaya Sloboda (Russia): the easternmost Likhvin small mammal fauna and its position in the Middle Pleistocene sequence // Terra nostra. 18th international Senckenberg conference. Conference volume. (Edited by L. Maul and R. Kahlke). 2004. P. 161

Maul, L. C. Die Fossilfundstelle Weimar-Ehringsdorf– Eine Überisicht. – Geowissenschaftliche Mitteilungen Thüringen, Beih. 10. 2000. P. 167–174.

Mojski J.E. Geology of Poland. Vol. Stratigraphy. Part 3.Cainozoic, Quaternary. Warshawa: Wyd. Geol., 1985.145 p.

Pecsi M. Problems of loess // GeoJournal. 1991. V. 24. P. 143–150.

Preece R.C., Bridgland D.R., Lewis S.G., Parfitt S.A., Griffits ILL . Beeches Pit, West Stow, Suffolk (TL 798719) // The Quaternary of Norfolk and Suffolk. Field Guide. Quaternary Research Association. London. 2000. P. 185–195.

Preece R.C., Parfitt S.A., Bridgland D.R., Lewis S.G., Rowe P.J., Atkinson T.C.,Cand I, Debenham N.C., Penkman R.E.H., Rhodes E.J., Schwenninger J.-L., Griffiths H.I., Whittaker J.E., Gleed-Owen C. Terrestrial environments during MIS 11: evidence from the Palaeolithic site at West Stow, Suffolk, UK // Quatr. Sci. Reviews. Vol. 26. 2007. P. 1236 – 1300

Rekovets L., Chepalyga A., Povodyrenko V. Geology and mammalian fauna of the Middle Pleistocene site, Medzhybozh, Ukraine // Quaternary International. 160(1). 2007. P. 70–80

Schreve, D. C. The vertebrate assemblage from Hoxne, Suffolk. – In: Lewis, S. C., Whiteman, C. A. (eds). The Quaternary of Norfolk and Suffolk: Field Guide // Quaternary Research Association, London. 2000. P. 155–164.

Schreve, D. C. Differentiation of the British late Middle Pleistocene interglacials: the evidence of the mammalian biostratigraphy // Quaternary Sciences Reviews, 20(16–17). 2001. P. 1693–1705.

Schreve, D. C. The mammalian fauna of Barnield Pit, Swanscombe, Kent. – In: Schreve, D. C. (ed.), The Quaternary Mammals of Southern and Eastern England: Field Guide. Quaternary Research Association, London, 2004. P. 29–48.

Stremme H.E. Correlation of the Quaternary pedostratigraphy from Western to Eastern Europe Russia // Terra Nostra. International Union for Quaternary Research X1V.International Congress.Berlin, 1995. Abstracts. Boon, 1995. P. 263. V. 52. P. 175–186.

Sudakova N., Nemtsova G., Andreicheva L., Bolshakov V., Glushankova N. Lithology of the Middle Pleistocene tills in the central and southern Russian Plain // Glacial deposits in north-cast Europe. A.A.Balkema / Rotterdam / Brookfield/ 1995.P.175–182.

Turner Ch. Volcanic maars, long Quaternary sequences and the worker of the INQUA subcomission on European Quaternary stratigraphy // Quaternary International. Vol. 47/48, 1998. P. 41–49.

Terzea E. 1995. Mammalian events in the Quaternary of Romania and correlations with the climatic chronology of Western Europe // Acta Zool. Cracoviensia, vol. 38(1). 1995. P. 109–120.

Urban B. Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacial (Holsteinaian, Reinsdorf and Schoningen) in the Schoningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany) // Mended. Rinks. Geol. Dents. 1995.

Zagwijn N.H. An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands // Geologie en mijnbouw. 1985. V. 64. P. 17–24.

Urban B. Palynological evidence of younger Middle Pleistocene Interglacial (Holsteinaian, Reinsdorf and Schoningen) in the Schoningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony, Germany) // Mended. Rinks. Geol. Dents. 1995.

Literature

Agadjanyan A.K. Pliocene – Pleistocene small mammals of the Russian Plain. Moscow: Nauka. 2009. 679 p.

Agadjanyan A.K. The evolutional stages of small mammals from Central regions of the Russian Plain // Stratigraphy and palaeogeography of Quaternary in Eastern Europe. Moscow: Inst. of Geography RAS Press. P. 37–49.

Agadjanyan A.K., Glushankova N.I. Stratigraphy and palaeogeography of Dnieper, Don, and Middle Volga basin // Quaternary. Stratigraphy. Moscow: Nauka. 1989. P. 103–113.

Agadjanyan A.K., Glushankova N.I. Mikhailovka – the key Pleistocene section of the Central Russian Plain. // Moscow: Moscow State University. Geogr. Faculty. Deposited by Russian Inst. of Scientific and Technical Information RAS. No 5684–1386. 1986. 163 p.

Agadjanyan A.K., Markova A.K. Yellow steppe lemmings *Eolagurus* (Rodentia, Microtinae) from Pleistocene of the Russian Plain // Bull. of Commission for Study of the Quaternary. No 53. 1983. P. 75–85.

Averianov V.I., Bludorova E.A., Fomicheva N.L., Yasonov P.G. Kazanian Volga basin and Kama basin // Pliocene and Pleistocene of Volga-Ural province. Moscow: Nauka. 1981. P. 95–118

Bogoliubov N.N. Materials about the geology of Kaluga province. Parts 1 and 2. Kaluga. 1904

Bolikhovskaya N.S. Principal stages of vegetation and climate evolution during Pleistocene // Geography, society, environment. Part 3. Natural environments during the Pleistocene. Gorodetz Press. 2004. P. 567–582.

Bolikhovskaya N.S., Sudakova N.G. Stratigraphical and correlation significance of Chekalin (Likhvin) key Pleistocene section of the Russian Plain // Stratigraphy. Geological correlation. 1996. Vol. 4. No3. P. 86–97.

Velichko A.A. The significance of paleodata for evaluation of global natural and climatic changes // The climatic and landscape changes during the last 65 mln years (Cenozoic: from Paleocene till the Holocene). (A.A. Velichko – ed.). Moscow: GEOS. 1999. P. 5–7.

Velichko A.A. Middle Valday – Zyrian – Sartan megainterstadial and climatic rank of its optimum // Fauna. Problems of Quaternary. Novosibirsk: Siberian Branch of RAS. 2009. P. 107–109.

Velichko A.A., Gribchenko Yu.N., Gubonina Z.P., Markova A.K., Morosova T.D., Pevsner M.A., Chepalyga A.L. Gun'ki section. Loess-paleosol formation of Eastern-European Plain // palaeogeography and stratigraphy. Moscow: Inst. of Geography RAS. 1997. P. 60–79.

Velichko A.A., Zelikson E.M., Gribchenko Yu.N., Morosova T.D., Nechaev V.P. Quantitative reconstructions Eastern-European Plain climate during last 450 th.yrs. // Izvestia RAS. Seria geogr., 2004. No 1. P. 7–25.

Velichko A.A., Pisareva V.V., Faustova M.A. Glaciation and interglacials on the Eastern-European Plain during Early and Middle Pleistocene // Stratigraphy. Geological correlation. 2005. Vol. 13. No 2. P. 84–102.

Vozniachuk K.N., Makhnach N.A., Sanko A.F., Motusko A.N., Nasarov V.I., Shalaboda V.K. Interglacial deposits in Smolensky Brod on Zapadnaya Dvina R. (Belovezh region of Smolensk province) // New in the Anthropogenic geology of Belorussia. Minsk: Nauka i Tekhnika. 1979. P. 64–79.

Glushankova N.I. Quaternary stratigraphy and history of evolution of Middle Volga and Lower Kama basins // Stratigraphy. Geological correlation. Moscow: Nauka. 1998. P. 91–107.

Glushankova N.I. Middle Pleistocene pedogenesis and natural environments in the Central and Eastern parts of the Russian Plain // Pochvovedenie. 2005. No 4. P. 398–406.

Glushankova N.I. Pedogenesis and natural environments of Eastern Europe during the Pleistocene. Smolensk–Moscow: Madzhenta. 2008. 348 p.

Glushankova N.I. Geological structure and palaeogeography of Neopleistocene in Lower Kama basin (by the materials of key section study) // The problems of stratigraphy and palaeogeography of Pleistocene. Moscow: Geogr. Faculty of Moscow State University Press. 2011. P. 134–155.

Glushankova N.I. Structure, composition and condition of formation of new deposits in Lower Kama basin // Lithology and natural resources. 2015. No 3. P. 1–12.

Glushankova N.I., Agadjanyan A.K. Neopleistocene of Oka–Don peroglacial-loees province: stratigraphy, palaeogeography, correlation // Stratigraphy. Geological correlation. Moscow: Nauka. 2021. Vol. 29. No 5. P. 1–29.

Gubonina, Z. P. Palynological studies of main loess and fossil soil horizons on the southern USSR territory // The Problems of universal and regional palaeogeography of loess and periglacial regions. Moscow: Nauka. 1975. P. 153–168.

Dlussky K.G. Middle Pleistocene soil formation in the Central Eastern European Plain // Thesis of candidate dissertation in geography. Moscow: Inst. of Geography RAS. 2001. 24 p.

Zarrina E.P. Climatic rhythms of the Late Pleistocene. // Palaeoclimates and glaciations during the Pleistocene. Moscow: Nauka. 1989. P. 47–58.

Markova A.K. Changes in water voles molars morphology during the Pleistocene // The questions in palaeogeography of Pleistocene glacial and periglacial regions. Moscow: Nauka. 1981. P. 110–128.

Markova A.K. Pleistocene rodents of the Russian Plain. Moscow: Nauka. 1982. 182 p.

Markova A.K. Reconstruction of palaeolandscapes of Likhvin interglacial by the materials of Eastern European small mammals // Izvestia RAS. Seria geogr. No2. 2004. P. 39–51.

Markova A.K. Pleistocene small mammal faunas of Eastern Europe //Geography, society, natural environments. Part 3. Natural environments in the Pleistocene. Moscow: «Gorodetz» Press. 2004. P. 583–596.

Markova A.K. European faunas of small mammals during the second part of the Middle Pleistocene. // The ways of evolutional geography. Moscow: Inst. of Geography Press. 2016. P. 504–507.

Markova A.K. Evolutional changes of steppe lemmings Prolagurus – Lagurus during the Pleistocene of Eastern Europe and its significance for stratigraphy // Late Cenozoic geological history northern part of arid zone (Cenozoic monitoring of natural events of arid zone of south of Russia). Rostov-on Don. South scientific center of RAS. 2006. P. 226–228.

Markova A.K. European faunas of small mammals during the second part of the Middle Pleistocene: species composition, distribution, correlations // Bull. of Commission for Study of the Quaternary. 2017. P. 11–33.

*Mikhailesku C.*D., Markova A.K. Palaeogeographical stages of Fauna evolution on the south of Moldova during the Anthropogene. Kishinev: Shtiintsa. 311 p.

Motuzko A.N. Anthropogene rodents of Belorussia and adjacent territories // The problems of Pleistocene. Minsk: Nauka I Tekhnika. 1985. P. 173–188.

Nechaev V.P. Subaerial cryolithozone in the structure of natural zonality of Earth // The materials of third conference of geocryologs of Russia Vol. 3. Moscow: Moscow State University Press. 2005. P. 12–13.

Sections in glacial regions of Russian Plain. Moscow: Moscow State University Press. 1977. 198 p.

Sinitsin A.A. Geological and cultural stratigraphy of Palaeolithic site Kostenki 14 (Markina Gora). The problems of the chronology // International conference. S.-Petersburg: Russian Inst. of Scientific and Technical Information RAS. 2006. P. 92–93.

Spiridonova E.A. Palynological characteristic of Middle Valday megainterstadial and its significance for reconstruction of evolutional changes during the megainterstadial and the history of flora and vegetation of Russiam Plain // Bull. of Commission for Study of the Quaternary. 1983. P. 42–57.

Shik S.M. Some problems of stratigraphy and palaeogeography of Quaternary // Bull. of Commission for Study of the Quaternary. 2008. No 68. P. 40–49.

Shik S.M. Neopleistocene of Central European Russia: new ideas about stratigraphy and palaeogeography // Stratigraphy. Geological correlation. Vol. 22. No 2. 2014. P. 108–120.

Shik S.M. Paleobotanical characteristic of Neopleistocene interglacials in the centre of European Russia // Actual problems of palaeogewography and stratigraphy of Pleistocene. Moscow: Geogr. Faculty of Moscow State University Press. 2015. P. 229–231.

Shik S.M., Osipova I.M., Ponomareva E.A. Hypostratotype of Gorkino horizon (Middle Neopleistocene) near Pal'nikovo village (Tver province) // Bull. of regional stratigraphical Commission for study of central and southern parts of Russian Platform. No 4. Moscow: Russian Academy of natural sciences. 2009. P. 111–121.

N.I. Glushankova, A.K. Markova

RYBNAYA SLOBODA SECTION: NEW LIKHVIN LOCALITY OF SMALL MAMMALS AND THE STRUCTURE OF POST-LIKHVIN PLUME OF SLOPE DEPOSITS ON THE SURFACE OF III KAMA

Likhvin locality of small mammals Rybnaya Sloboda (Lower Kama basin) is the most north-eastern locality on the territory of the Russian Plain of that age. Rich fauna was found in the fluvial deposits and includes the remains of 16 species of insectivores, lagomorphs and rodents. The most diagnostic are the finds of archaic water vole *Arvicola cantianus* and ancient steppe lemming *Lagurus transiens*. The peculiarities of Arvicolinae permitted to correlate Rybnaya Sloboda fauna with small mammal faunas of the Likhvin Interglacial (MIS 11) and correspond it to Gunkovian faunistic complex of small mammals. The ecological characteristic of small mammal fauna permitted to reconstruct the forest-steppe landscapes in the lower Kama basin during Likhvin Interglacial. The correlations of Rybnaya Sloboda fauna with the faunas from other Likhvin localities of the Russian Plain and also with synchronous Holstein (=Hoxne) interglacials of Western Europe and Great Britain were also conducted.

The geology of the section Rybnaya Sloboda was analyzed in details. The structure of the deposits, including complicated loess-paleosol thickness with two fossil soils of the second part of the Middle Pleistocene (Kamenka and Romny paleosols) and with three Late Pleistocene soils (Mikulino, Krutitsa and Bryansk paleosols) were described.

Key words: Second part of the Middle Pleistocene, Late Pleistocene, Likhvin Interglacial, loess-paleosol deposits, Lower Kama basin, small mammals, taxonomy, evolution, correlations

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 79, 2021 г.

ОСНОВЫ СОВРЕМЕННОЙ КОНЦЕПЦИИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ

Ю.А. Лаврушин

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: lavrushin09@mail.ru

Новизна и оригинальность предлагаемой Основы концепции состоит прежде всего во включении в ее состав двух новых направлений в исследованиях. Первое из них, получившее название субгляциальная (подледниковая) литосфера, является фрагментом приповерхностной части земной коры, которая периодически возникала во время оледенений. В толще отложений выделенной литосферы происходили преобразования рыхлых и слабо консолидированных пород разного возраста (от четвертичного до палеозоя), принимающих участие в строении отложений подледникового ложа. Возникновение преобразований в данной литосфере было обусловлено нахождением ее между подошвой покрова и кровлей нижележащих прочных консолидированных пород. В результате в отложениях литосферы, находящейся под давлением мощной толщи льда, преобразования происходили в высокобарической обстановке, которая сопровождалась возникновением грунтовых плывунов разной консистенции, являвшихся одним из проявлений, возникшей турбулентности. Отложения данной литосферы обладали собственной кинематикой. Направленность кинематики определялась перемещением толщ преобразованного материала из зоны высокого в область низкого давления, т.е. к краю ледникового покрова с частичным выходом за его пределы в перигляциальную зону. Воздействие высокобарической субгляциальной литосферы на приповерхностную часть земной коры сопровождалось возникновением гляциоструктурного морфогенеза в виде разномасштабных куполов, валов выдавливания. Гляцио-кинемато-динамическими процессами разного типа и интенсивности проявления в краевой части ледникового покрова было обусловлено возникновение линейных разрывных нарушений, и трещинообразования. В результате отложения высокобарической литосферы принимали участие в развитии мощных инъективных процессов, которые значительно осложняли строение донных морен (в виде гляциодиапиров, гляциодаек и крупных отторженцев) и покрова четвертичных отложений(специфические пласты излияний пульпы разного состава) в прилегающей части перигляциальной области. Эти отложения способствовали возникновению специфического морфогенеза и разного типа гляцио-структурных образований, отражающих значительные деформации в поверхностной части земной коры. Широкое развитие инъективных процессов, обусловивших поступление на палеодневную поверхность значительного количества малоглубинного материала, позволяет рассматривать субгляциальную литосферу в качестве нетрадиционного источника материала, участвующего в строении покрова четвертичных образований. Этот материал поступал на дневную поверхность в виде трещинных и сопочных гляцио-грязевулканических излияний, имеющих значительное распространение в областях распространения покровных оледенений в пределах платформ.

Второе направление исследований в предлагаемой концепции связано с изучением локальных преобразований толщи мореносодержащего льда при срыве со склона краевой части ледникового покрова крупных гляцио-гравитационных блоков и их скольжении по почти готовой донной морене. В результате в приповерхностной части мореносодержащего льда возникал оригинальный грядово-ложбинный рельеф, сопровождавшийся элементами внутренней перестройки вещественного состава моренной толщи, известный как флютинг морена. Основными факторами возникновения этих преобразований явились: а) процесс скольжения, создававший выделение теплоты трения, что обуславливало возникновению пастообразной консистенции в поверхностной части моренной толщи; б) возникновение на ледяной поверхности плоскости скольжения суперблока элементов струйного плоскостного течения в виде грядово-ложбинного рельефа, что создавало системную последовательность смены гряд и ложбин; в) в ходе скольжения суперблока льда в пастообразной моренной толще возникал позитивный отпечаток в виде геоморфологического ландшафта получившего название флютинг-морен.

Таким образом, основа предлагаемой концепции состоит в важной, но ограниченной по типам своего проявления, роли гляцио-кинемато-динамических процессов ледникового покрова, установлена значительная протрузионная и морфогенетическая активность, обусловленная процессами субгляциальной литосферы, а также учете преобразования поверхностной толщи мертвого мореносодержащего льда при скольжения гляцио-гравитационных ледяных суперблоков. Роль абляции в преобразовании отложений и процессах морфогенеза краевой зоны, имеет ограниченное воздействие и остается значительной при рассмотрении флювиогляциальных и озерных образований.

Ключевые слова: ледниковый покров, субгляциальная литосфера, гляцио-грязевулканические отложения, трещинные и сопочные излияния, земная кора, протрузия, мореносодержащий лед.
DOI:10.34756/GEOS.2022.17.38240

1. Введение

Анализ известной нам литературы, позволяет констатировать, что основа существующей концепции, раскрывающей «Закономерности строения и формирования краевых образований покровных оледенений», распространявшихся в плейстоцене в пределы платформенных областей бореальных широт», основывается на признании приоритетной роли процессов гляциодинамики и различных проявлений абляционных процессов. При этом подразумевается, что процессы гляциодинамики были связаны, главным образом, с трансгрессивной стадией, а абляционные процессы были свойственны для регрессивной стадии развития ледникового покрова (так называемой стадии мертвого льда). В принципе подобная направленность логики исследований в существующей концепции в некоторой степени была оправдана, но в связи с современным развитием гляциологии и палеогляциологии, оказалась совершенно недостаточной. В этом отношении это оказалось связанным с тем, что используя только процессы гляциодинамики и особенно абляции, **далеко не всегда оказалось возможным объяснить не только целый ряд особенностей формирования краевых образований ледниковых покровов, но также и строения толщи четвертичных отложений прилежащих к ним частей перигляциальных областей.** В этом плане необходимо отметить, что преобладающая часть отложений и форм рельефа, например, регрессивной стадии развития ледникового покрова традиционно рассматривалось и постулировалось с позиций проявления различных типов абляционных процессов, без какого-либо приведения существовавших признаков их проявления (за исключением особенностей седиментогенеза флювиогляциальных и озерно-ледниковых образований). При этом, отсутствовало какое-либо обоснование, например, фиксируемых случаев, когда внешние части краевых образований стадий **максимального** распространения ледниковых покровов находились в палеоклиматической обстановке, не способствовавшей проявлениям развития процессов экстремальной абляции, которые могли бы обусловить почти «утопающее» залегание дистальной части комплекса конечно-моренных форм рельефа в толщах флювиогляциальных или озерных образований. В этом отношении необходимо было учитывать поступление в это время лишь **ограниченного количества** как «абляционных» так и внутриледниковых «гляциодинамических» и подледниковых объемов воды. Ограниченность поступления этих «типов» вод была обусловлена процессами «замирания» и ограниченного проявления воздействий гляциодинамики. Поэтому в это время можно было допускать лишь поступление ограниченного количества водной массы, обусловившие формирование и специфику кинематики и седиментогенеза своеобразных водно-грунтовых потоковых и покровных образований, которые были перегружены наносами в основном песчаного или алеврито-глинистого состава. Образование этого типа подледниковых наносов и их кинематика, как нами предполагается, были обусловлены не только обводнением, но и процессом выдавливания, возникшим в толще подледниковых отложений, т.е. речь может идти о выдавливаемых подледниковых грунтовых плывунах, возникновение которых не было связано с абляцией. В результате часть обводненной песчаной толщи, перегруженной наносами «выдавливалась» из-под толщи льда краевой части ледникового покрова на прилежащую дневную поверхность, что приводило к частичному перекрытию элементов рельефа мертвого льда образованиями грунтового водно-песчаного потока.

Проведенные исследования позволили установить, что **недостаточность существующей «гляциодинамико-абляционной» концепции в объяснении строения и формирования краевой части ледникового покрова состоит в полном отсутствии учета влияния мощного давления, оказываемого толщей льда на верхнюю часть земной коры.** В результате возникшего давления в толще подледниковых рыхлых или слабо консолидированных обводненных подземными водами отложений (как четвертичного, так и дочетвертичного кайнозоя, мезозоя, а в некоторых случаях даже палеозоя), возникает специфическая высо-

кобарическая турбулентная обстановка, способствовавшая значительным преобразованиям упомянутых отложений. Новизна и оригинальность предлагаемой Основы концепции состоит прежде всего во включении в ее состав двух новых направлений в исследованиях. Первое из них, получившее название субгляциальная (подледниковая) литосфера, являлась фрагментом приповерхностной части земной коры, которая периодически возникала во время оледенений. В отложениях выделенной литосферы происходили преобразования рыхлых и слабо консолидированных пород, принимавших участие в строении подледниковых отложений. Возникновение преобразований в данной литосфере было обусловлено нахождением ее между подошвой покрова и кровлей нижележащих прочных консолидированных пород. В результате в отложениях литосферы, находящейся под давлением мощной толщи льда, преобразования происходили в высокобарической обстановке, которая сопровождалась возникновением грунтовых плывунов разной консистенции, являвшихся одним из проявлений, возникшей турбулентности. Отложения данной литосферы обладали собственной кинематикой. Направленность кинематики определялась смещением толщ преобразованного материала из зоны высокого в область низкого давления, т.е. имела направленность к краю ледникового покрова с частичным выходом за его пределы в перигляциальную зону. Отложения литосферы принимали участие в развитии мощных инъективных процессов, которые значительно осложняли строение донных морен (в виде гляциодиапиров, гляциодаек и крупных отторженцев) и строении покрова четвертичных отложений (специфические пласты излияний пульпы разного состава) в прилегающей части перигляциальной области. Эти отложения способствовали возникновению специфического морфогенеза и разного типа гляцио-структурных образований, отражающих значительные деформации в поверхностной части земной коры. Важно отметить, что широкое развитие инъективных процессов, обусловивших поступление на палеодневную поверхность значительного количества малоглубинного материала, позволяет рассматривать субгляциальную литосферу в качестве нетрадиционного источника материала, участвующего в строении покрова четвертичных образований. Этот материал поступал на дневную поверхность в виде трещинных и сопочных гляцио-грязевулканических излияний, имеющих значительное распространение особенно в платформенных областях распространения покровных оледенений.

Второе направление исследований в предлагаемой концепции связано с изучением локальных преобразований толщи мореносодержащего льда при срыве со склона краевой части ледникового покрова крупных гляцио-гравитационных блоков и их скольжении по почти готовой донной морене. В результате в приповерхностной части мореносодержащего льда возникает оригинальный грядово-ложбинный рельеф, сопровождавшийся элементами внутренней перестройки вещественного состава моренной толщи, известный как флютинг-морена. Основными факторами возникновения этих преобразований явились: а) процесс скольжения, создававший выделение теплоты трения, что обуславливало возникновению пастообразной консистенции в приперхностной части моренной толщи; б) возникновение на ледяной поверхности плоскости скольжения суперблока элементов струйного плоскостного течения в виде грядово-ложбинного рельефа. Это создавало однотипную **системную** последовательность смены гряд и ложбин; в) в ходе скольжения суперблока льда в пастообразной моренной толще возникал позитивный отпечаток в виде так называемого геоморфологического ландшафта получившего название флютинг-морен.

Основа предлагаемой концепции состоит в важной, но ограниченной по типам своего проявления, роли гляцио-кинемато-динамических процессов ледникового покрова. Была установлена значительная протрузионная и морфогенетическая активность, процессов субгляциальной литосферы, а также учет преобразования поверхностной толщи мертвого мореносодержащего льда при скольжении по этой толще гляцио-гравитационных ледяных суперблоков. Роль аблящии в преобразовании отложений и процессах морфогенеза краевой зоны, имеет ограниченное воздействие и остается значительной лишь при седиментологическом анализе флювиогляциальных и озерных образований.

Учитывая неоднократность возникновения оледенений в квартере, есть все основания полагать, что субгляциальные литосферы также неоднократно появлялись в приповерхностной части земной коры. Большая часть отложений субгляциальных литосфер была «зажата» между подошвой ледникового покрова и кровлей залегающих ниже прочных консолидированных пород. Меньшая ее периферическая часть выходит за пределы непосредственно края ледникового покрова в прилежащую окраину перигляциальной зоны. В пределах этой зоны инъективные излияния гляцио-грязевулканических образований обычно были приурочены к бортам уже существовавших эрозионных форм рельефа. Мощность субгляциальной литосферы изменяется в широких пределах от нескольких метров до первых сотен метров.

По нашим представлениям, изложенное, является достаточным для включения в научный оборот использования понятия субгляциальная литосфера при проведении различного типа геолого-геоморфологических и палеогляциологических исследований. При этом возникает необходимость включения в основу предлагаемой концепции помимо последствий седиментологического и морфогенетического воздействия субгляциальной литосферы, также возникновения гляциоструктурных новообразований, прекрасно выраженных морфологически, особенно в зоне конечно-моренных гряд в виде формирования гляциоструктур типа валов выдавливания, а также разномасштабных структур купольного типа, заполненных отложениями выделенного типа литосферы. С абляционными процессами, главным образом, связано образование водно-потоковых и озерно-ледниковых образований. При этом не исключается незначительное участие абляционных процессов в формировании отложений в результате проявления процессов таяния мореносодержащего льда. Так, например, в последнее время в зарубежной англоязычной литературе уделяется внимание процессам вытаивания маломощных образований типа флоу-морен, возникновение которых было связано с таянием прослоев льда .В целом выделение так называемых флоу-морен из-за незначительной мощности этих образований, а также, учитывая ранее выделяемые немецкими исследователями абляционные морены, представляется излишним, поскольку ничего не добавляет в существующую концепцию строения и формирования краевых образований ледниковых образований. Более того остается лишь добавить, что широко используемый термин основная морена подразумевает объединение донной и абляционной морен. При этом, остается лишь напомнить, что абляционные морены в разрезах плейстоценовых ледниковых образований встречаются крайне редко, эа исключением областей последнего плейстоценового и современного оледенений.

Наконец, еще одно пояснение, сущность которого состоит в том, что автор сознает существующую иногда недостаточную обоснованность некоторых выводов, излагаемых в настоящей работе. Естественно они могут быть восприняты и квалифицированы в качестве пионерных, т.е. требующих более тщательного обоснования и проведения дополнительных исследований. Дальнейшие уточняющие исследования в предлагаемом направлении могут иметь первостепенное значение для изучения, как новых закономерностей строения и формирования покровов четвертичных образований платформенных областей, вопросов стратиграфии, генезиса и седиментогенеза осадочных образований, возникновение гляциоструктурных образований, разработки высокоразрешающей геологической истории палеоклимата, палеоэкологии, так и познания специфического развития приповерхностной части земной коры в квартере. Кстати, последнее может иметь более широкое значение, поскольку возникновение временного своеобразного «турбулентного» типа литосферы может быть связано не только с областями плейстоценовых оледенений. В этом плане могут представить интерес районы проявления активизации солянотектонических процессов, областей активного проявления неотектоники, прилегающих к крупным орогеническим сооружениям и даже районы распространения многолетней мерзлоты. Таким образом, последующее развитие исследований в данном направлении может способствовать не только развитию учения о четвертичном периоде, но и более детальному познанию геологической истории приповерхностной части земной коры особенно платформенных областей.

2. Субгляциальная (подледниковая) литосфера: основные особенности, типы преобразований слабо консолидированных отложений и отражение ее кинематики в строении и морфогенезе рельефа

Как указывалось, в понятие субгляциальной литосферы входит верхняя часть земной коры, сложенная преобразованными рыхлыми или слабо консолидированными отложениями разного возраста, сверху перекрытая («бронированная») мощной толщей ледникового покрова, а нижняя часть, как правило, приурочена к кровле прочноконсолидированных пород. В результате в толще отложений, находящейся под мощной толщей льда ледникового покрова возникает высокое барическое состояние. В этом плане необходимо напомнить, что мощность льда в современных ледниковых покровах достигает 3000–4000 м. В настоящей работе речь идет, главным образом, только о краевых областях плейстоценовых ледниковых покровов, распространявшихся в пределы бореальных широт платформенных областей северного полушария. Хотя в этих районах в рассматриваемых частях ледниковых покровов мощность льда была естественно меньше, но зато процессы ледникового седиментогенеза и морфогенеза оказались легче для расшифровки, что позволило подойти к созданию общей концепции строения и формирования донных морен.

В упомянутых областях на примере изучения краевых образований плейстоценовых покровных оледенений Восточно-Европейской равнины и некоторых районов Западной Европы и Северной

Америки к образованиям субгляциальной литосферы, как указывалось, отнесены не только четвертичные рыхлые и слабо консолидированные отложения, а также частично более древние образования. Естественно мощность субгляциальной литосферы, в зависимости от мощности интересующих нас отложений может меняться в широких пределах: от нескольких метров, например в Карелии, до 100–150 м в Подмосковье и 500–600 м на северо-востоке Европейской части России и в Западной Сибири. Важно отметить, что уже на данной первоначальной стадии исследований удалось выделить некоторые важные особенности субгляциальной литосферы. Важнейшими особенностями данной литосферы являются следующие:

Для субгляциальной литосферы характерно **высокобарическое состояние,** возникновение которого было обусловлено значительной мощностью льда. О значительной мощности льда свидетельствуют как разработки отечественными гляциологами моделей последнего Скандинавского ледникового покрова распространявшегося на территории Русской равнины, так и материалы палеогляциологических исследований. а также данные геологического анализа по строению и формированию различных типов ледниковых образований. В соответствии с моделями, разработанными отечественными гляциологами для покровных оледенений, Европейской России мощность льда могла достигать не менее 1000 м. При этом, в краевой части покрова особенно в трансгрессивную стадию развития оледенения, хотя мощность льда и была меньшей, но барическая составляющая в рассматриваемой литосфере могла оставаться значительной за счет «передачи» возросших напряжений кинематики в толщу преобразуемых подледниковых отложений. Возрастание напряжений могло быть обусловлено, как изменениями кинематики в толще льда за счет различий в горизонтальных горизонтах давления, так и возникновения в ней особенно в нижних частях направленного процессов выдавливания. преобразованных отложений, имела не вертикальную, а в большей степени наклонную направленность в сторону края ледникового покрова. При этом, как показало изучение отложений верхней части толщи отложений субгляциальной литосферы, в этой ее части преобладающими являются текстуры горизонтального типа, субпараллельные зоне контакта ледникового покрова. Ниже в толще преобразуемых пород кинематика сохраняла свой наклонный тип в сторону края покрова, а за его пределами в перигляциальной области, приобретала наклонно-воздымающий тип. Это послужило одним из оснований для подразделения толщи отложений рассматриваемой литосферы на две части: верхнюю, напоминающую и являющейся по существу зоной надвига и нижнюю более мощную с наклонной направленностью. Субпараллельные текстуры верхней части толщи отражают активную «передачу» кинематических напряжений из движущегося ледового покрова в отложения, слагающие рассматриваемый тип литосферы. В результате в зоне контакта с подошвой ледника в отложениях субгляциальной литосферы воздействие кинематики отражалось в виде возникновения плоскостей скольжения в толще преобразуемых осадочных образований. Для строения отложений в нижней зоне рассматриваемой литосферы, скорее всего, характерны были грунтовые плывуны имеющие наклон в сторону перигляциальной зоны. Консистенция грунтовых плывунов, видимо, была различной, что обуславливалось литологией преобразуемых отложений и их обводненностью. Даже при преобразовании одного и того же литологического состава консистенция могла меняться, например, от гелеобразной до пастообразной, не говоря о более сложном геологическом строении отложений. Преобразования толщ отложений прежде всего отражались в разрушении связей между минеральными частицами, в возникновении вновь создающихся образований разной степенью консистенции, коррелируемой с различной существующей водной насыщенностью, и даже загазованностью.

Наконец, важно отметить три обстоятельства: 1) отмеченное расчленение толщи субгляциальной литосферы на два подразделения выявляется только в области максимального распространения ледникового покрова и сохраняется в непосредственной близости в виде очень узкого по ширине «пояса» валов выдавливания, расположенных в прилежащей части перигляциальной зоны; 2) формирование данной литосферы связано с трансгрессивной стадией развития ледникового покрова. В стадию деградации покрова наличие сохранившихся высокобарических образований, например, под тощей мертвого льда, как это было зафиксировано. может еще сохраняться продолжительное время; 3) установлено достаточно значительное распространение данной литосферы в пределы перигляциальной зоны по наличию толщ специфических отложений.

Кинемато-динамические процессы субгляциальной литосферы обуславливают возникновение разноразмерных структурных образований в виде валов выдавливания, изящно окаймляющих выступы лопастного или языкового края ледникового покрова, а также так называемых «звонцов» на участках близкого расположения «истоков» двух соседних лопастей. Необходимо отметить, что на проксимальных склонах валов выдавливания

действительно имеются моренные отложения, но приуроченность их к склонам связана не с гляциодинамикой, а с процессами выдавливания субгляциальной литосферы. имевшими компоненту горизонтального сдвига. Во время роста вала выдавливания происходил «захват» проксимальным склоном поднимающейся структуры участков территории, которые частично были перекрыты донной мореной. Это способствовало возникновению у некоторых исследователей идей о гляциотектоническом происхождении рассматриваемых структур.

Кроме валов выдавливания с процессами субгляциальной литосферы также было связано формирование отмеченных купольного типа структур и пока редко встречающихся сопочного типа гляцио-грязевых вулканов. Субгляциальные литосферные напряжения в поверхностной части земной коры способствовали возникновению также нарушений в виде трещинных разрывов, по которым на дневную поверхность изливались покровы гляцио-грязевулканических образований глинистого типа, относимые к озерным отложениям. которые в публикациях принято называть иногда озерными отложениями. Разрывные нарушения имеются как в пределах проксимального крыла валов выдавливания, так и на поверхности их верхней части.

В верхней части, например, купольных структур на контакте с мореной в отложениях субгляциальной литосферы участках возникновения экстремального давления в толще субгляциальной литосферы могут возникать, при наличии повышенного обогащения карбонатами подземных вод, вновь образованные толщи сливного известняка. Подобная приуроченность садки карбоната обусловлена возникающим экстремальным давлением в структуре, которое способствует образованию в морене трещиноватости и соответственно «связи» с дневной атмосферой. Это, как известно, способствует резкому снижению давления в структуре выдавливания и садке карбоната с образованием пласта известняка сливного типа.

С процессами импульсного сдвига в толще мореносодержащего льда происходит формирование полостной трещиноватости. Эти возникающие полости практически мгновенно заполняются высокобарическими фрагментами отложений субгляциальной литосферы, тем самым продуцируя образование **инъективных** образований типа гляциодиапиров, гляциодаек и дакже крупных отторженцев. Строение этих структурных образований рассматривается в следующем разделе настоящей статьи.

Нами также допускается, что иногда фиксируемые метростроевцами в Москве и Ленинграде при проходке тоннелей наличие барических грунтовых плывунов всего на глубине первых десятков метров также могут являться сохранившимися фрагментами рассматриваемой литосферы. При подобном подходе допускается, что меняющаяся климатичская обстановка не всегда может способствовать полному исчезновению субгляциальной литосферы.

Нижняя граница субгляциальной литосферы контролируется при малой или средней мощности слабо консолидируемых образований кровлей плотных пород. Что касается существенно большей мощности слабо консолидированных отложений можно говорить лишь предположительно как это изображено на рис. 1 в виде сегментовидной кривой близкой к обратным мощностям покрова, но, что важно, примыкающей к дневной поверхности за пределами распространения льда. Неоднократное возникновение в квартере покровных оледенений, распространявшихся в пределы платформенных областей северного полушария, обуславливало появление выделенного типа подземных литосфер. Было установлено, что данный тип литосфер оказывал влияние не только на строение и формирование краевых форм ледниковых образований, но и являлся принципиально новым источником поступления материала на дневную поверхность как в зоне конечноморенных образований, так и на прилежащих частях перигляциальной зоны. Состав материала, поступающего на дневную поверхность, обнаруживает определенную близкую к широтной зональности пространственную связь, связанную как с границами распространения материковых оледенений, так и с подземными осадочными образованиями верхней подземной части земной коры. Однако этот вопрос пока может обсуждаться лишь в самом общем виде, поскольку пока имеется множество проблем, по которым отсутствуют в настоящее время достойные специально подобранные материалы. В частности, например, вопрос о мощности возникавшей субгляциальной литосферы. Когда речь идет, например, о Карелии в районах, где рыхлые отложения, имеющие площадное распространение, представлены преимущественно моренными и флювиогляциальными образованиями небольшой мощности и подстилаются толщами Балтийского кристаллического щита. Совсем по-другому этот вопрос может решаться в пределах платформ, где мощность слабо консолидированных отложений в некоторых случаях может быть в несколько сот метров. В этом отношении можно сослаться на известный пример. изложенный в научном Открытии, акад. Н. Черского с соавторами-нефтяниками, впоследствии также ставшими академиками. В этой работе отмечалось, что в конечно-моренных образованиях Западной Сибири имеются неболь-

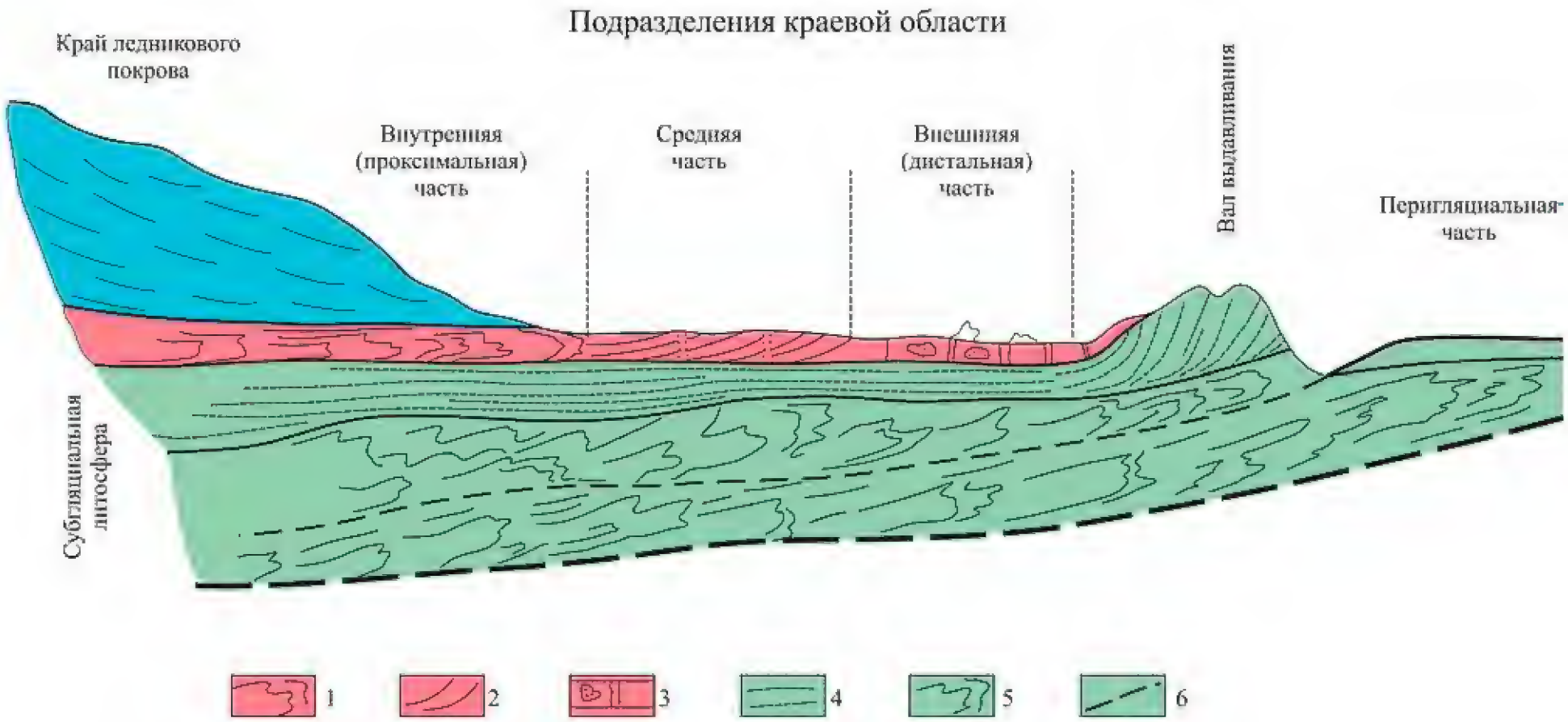

Рис. 1. Принципиальная схема строения краевой зоны покровного оледенения

1 – турбулентная нижняя часть субгляциальной литосферы: 2 – верхняя часть толщи субгляциалной литосферы; 3–6 – подразделения донной морены: 3 – морена с крупными отторженцами и гляциодиапирами; 4 – чешуйчатая морена, есть диапиры и гляциодайки, отторженцы; 5 – морена выдавливания; 6 – покров выдавленных покровных суглинков.

Fig. 1. Layout diagram of the marginal zone structure of the inland ice

1 – turbulent lower part of the subglacial lithosphere: 2 – upper part of the subglacial lithosphere; 3–6 – subdivisions of the bottom till: 3 – till with large outliers and glaciodiapirs; 4 – scaly structure till, there are diapirs and glaciodikes, outliers; 5 – extrusion till; 6 – cover of extruded mantle mild clay.

шие месторождения нефти, возникновение которых было обусловлено миграцией углеводородов во время оледенения из крупных месторождений, расположенных на глубине около 600 м. При этом важно, что основным фактором миграции, авторами Открытия, принималось давление на толщу отложений, возникшее со стороны ледникового покрова. Следуя этому примеру, нами было сочтено возможным считать, что расположение подошвы субгляциальной литосферы в данном случае находилось на глубине около 600 м.

3. Отражения процессов гляциодинамики и субгляциальной литосферы в строении донных морен краевой области ледникового покрова

В краевой части ледникового покрова нами выделяется три части. В основу выделения данных подразделений положены проявления основных типов и интенсивности проявления гляцио-кинемато-динамических процессов. **Внутренняя (проксимальная)** часть, в которой активно проявляются все кинемато-динамические проявления в толще мореносодержашего льда как различных типов проявлений пластического течения, так и разрывных нарушений. Наиболее специфическим типом внутреннего строения ледникового покрова являются процессы выдавливания, которые не только зарождаются, но также активно проявляются в трансгрессивную стадию развития оледенения и отражают наличие в данной толще внутренних потоковых образований. С внутренними потоковыми образованиями в толще мореносодержащего льда связано образование в краевой зоне **активно текущих крупных лопастей и языков,** которые являются важнейшими элементами трансгрессивной стадии ледникового покрова. В стадию регрессии покрова происходит резкое уменьшение проявлений активного течения в этих «наступающих элементах» покрова и их омертвение. Следующим подразделением краевой части покрова в стадию деградации является **средняя часть.** Средняя часть краевой зоны покрова представлена по существу толщей мертвого льда. В ней уже отсутствует образование гляциодинамических текстур отражающих проявления пластического течения в толще мореносодержащего льда во внутренней части. На вновь возникающие напряжения со стороны вновь прибывающего льда, как нами допускается пульсирующего типа, рассматриваемая толща в основном реагирует как твердое тело, что способствует активному проявлению в ней трещинообразования. С разрядкой возникших экстремальных напряжений связано локальное образование в средней части толщи

мореносодержащего льда плоскостей внутренних сколов, а в нижней части образование плоскостей локального сдвига. Возникновение внутренних сколов приводит к расчленению толщи мореносодержащего льда на отдельные фрагменты. В результате возникновения последующих пульсационных напряжений их разрядка может вызвать локальное скольжение по плоскостям внутренних сколов соседних фрагментов, что вызывает образование чешуйчатого строения толщи мореносодержащего льда. При этом, следует отметить, что в зоне скольжения возникают текстуры вторичного проявления пластического течения.

В нижней части толщи мореносодеожащего льда с проявлением **экстремальной компоненты сдвига,** возникают почти горизонтальные внутриластовые плоскости скольжения. В результате скольжения по этим плоскостям части моренной толщи происходит как образование дефектов в бронирующей покрышке льдом покрова субгляциальной литосферы, так и устранение этих дефектов. Важно отметить, что образование любого типа вертикальных трещин, сопровождается возникновением полостей открытых к плоскости ледникового ложа, что означает появление дефектов в ледовой покрышке, сверху бронирующей субгляциальную литосферу. В результате в сквозные и закрытые полости в толще мореносодержащего льда происходит активное внедрение фрагментов высокобарической субгляциальной литосферы, которые в строении донной морены бывают выражены в виде гляциодиапиров, гляциодаек и крупных отторженцев. существенно усложняющих строение рассматриваемой толщи мореносодержащего льда. При следующем проявлении компоненты сдвига, полость, являвшаяся каналом поступления материала литосферы может сместиться и возникший дефект в покрышке бронировавшей субгляциальную литосферу может исчезнуть.

Во внешней (дистальной) части краевой зоны ледникового покрова в толще мореносодержащего льда полностью отсутствуют какие-либо новые проявления процессов пластического течения. Имеющиеся гляциодинамические текстуры возникли в трансгрессивную стадию ледникового покрова. Важными аргументами в этом отношении является отсутствие каких-либо сдвиговых нарушений в отложениях контактных зон вертикально стоящих гляциодиапиров и крупных отторженцев. Таким образом, речь идет о толще мореносодержащего льда, сложенной уплотненными и мало льдистыми суглинками или супесями с включением гравия, гальки и валунов, с гляциодинамическими текстурами, возникшими ранее, являющейся почти готовой мореной. Данная толща, на возросшие напряжения со стороны вновь прибывающего льда, выдавливаемого из внутренней части краевой области покрова, реагирует, главным образом, только в виде трещинообразования. В результате воздействие возникших напряжений сжатия в ней образуются также трещины линейного типа, протяженность которых может достигать 15 км. Эти полосы имеют асимметричный профиль. При этом проксимальный их склон пологий, а дистальный крутой. Сложены эти гряды галечно-валунным материалом. В отношении их генезиса существует в публикациях два мнения: 1) рассматривают их в качестве озов; 2) относят эти гряды к так называемым осцилляторным моренам; [Ильин, 1965; Даниланс, 1965; Басаликас, 1965; Кудаба, 1965 и др.] (Ilyin, 1965; Danilans, 1965; Basalikas, 1965; Kudaba, 1965); 3) подобного типа гряды, по своей протяженности и асимметричности профиля и т.д., напоминает разлом в толще мореносодержащего льда, а материал, заполняющий ее, является, в этом случае, захваченным с ледникового ложа во время надвигового сдвига. Из всего перечисленного становится очевидным, что эти линейные формы необходимо дополнительно изучать. Ниже основное внимание уделено особенностям строения толщ мореносодержащего льда (почти полностью готовых донных морен) в средней и внешних частях краевой части ледниковых покровов, непосредственно принимающих участие в формировании конечно-моренных образований. что соответствует основной направленности настоящей статьи. Подобная ограниченная направленность статьи обусловлена также тем, что основы моренного седиментогенеза подробно рассматривались ранее как в отечественных, так и зарубежных публикациях [Лаврушин, 1976; Лаврушин, Гептнер, Голубев, 1981] (Lavrushin, 1976; Lavrushin, Geptner, Golubev, 1981).

На основе анализа имеющихся опубликованных материалов и наших собственных данных по особенностям строения донных морен, непосредственно распространенных в краевых областях как плейстоценовых, так и современных ледниковых образований нами было выделено четыре особенности строения пласта донной морены. К ним относятся: (1) чешуйчато-надвиговое строение пласта; (2) наличие в донной морене крупных отторженцев; (3) содержание в пласте морены значительного количества вертикальных гляциодиапиров и (4) локальное преобразование поверхностной части толщи мореносодержащего льда в ходе скольжения гляцио-гравитационных суперблоков льда, сорвавшихся со склона краевой части ледникового покрова. Все четыре особенности отражают разную интенсивность проявления гляциокинематики, гляциодинамики, результатов

скольжения гляцио-гравитационных суперблоков льда, процессов внедрения фрагментов высокобарической субгляциальной литосферы в возникшие вертикальные полости. В этом плане необходимо пояснить наши представления о отражении гляциокинематики в двух контрастных типах строения донных морен. **Во первых,** имеются в виду донные морены чешуйчато-надвигового типа и морены, рассеченные вертикально стоящими гляциодиапирами. Как указывалось, формирование чешуйчато-надвигового типа строения донных морен было обусловлено возникающим импульсным давлением со стороны вновь прибывающего льда из внутренних частей ледникового покрова. В этом случае отсутствовали проявления внутрипластового пластического течения, поскольку напряжения, возникшие в толще льда, имели пульсационный тип проявления. Поэтому гляцио-кинематика могла проявляться в лишь в двух типах. Первый из них это внутрипластовое надвиговое движение возникших чешуй по плоскостям внутренних сколов. Второй тип – это движение пласта по возникшим плоскостям скольжения (одной или нескольких) в основании донной морены, почти параллельной плоскости скольжения ледникового ложа. Поэтому реакция, например, уплотненного мореносодержащего льда на возросшие напряжения, вызванные напором льда, даже имеющего сдвиговую компоненту, ограничивалась вторичной перестройкой сформированного пласта почти готовой морены с образованием чешуйчатого строения пласта. В строении чешуйчатости могут участвовать разные по составу чешуи. В краевых зонах современного оледенения это могут быть чешуи мореносодержащего льда и чешуи льда с лентовидной текстурой голубого льда. Второй вариант, который наблюдается в разрезах плейстоценовых морен, бывает представлен чешуями, сложенными не только моренным материалом, но и включениями отложений ледникового ложа по своему типу напоминающих чешуи. Возникновение последних, по нашим представлениям, связано с интенсивным заполнением экзарационных пустот в ледниковом ложе фрагментом образований субгляциальной литосферы. Появление этих «пустот» на ледниковом ложе могло быть связано с локальной эрозионной деятельностью ледникового покрова во время более интенсивного проявления сдвиговой компоненты. При подобной интерпретации генезиса рассматриваемых чешуй, являющимися всего лишь чешуеподобными включениями, вряд ли целесообразно относить к чешуйчато-построенным донным моренам. В этой связи важно отметить отсутствие в данных моренах латеральных надвиговых швов с хорошо развитыми в них гляциодинамическими текстурами вторичного пластического течения.

Во-вторых, что касается пласта донной морены, расчлененного вертикально-стоящими гляциодиапирами, без каких-либо заметно выраженных в их бортовых ограничениях проявлений сдвиговых деформаций, уместно говорить о том, что возникновение этих структур происходило практически при полном отсутствии сдвиговой компоненты. В этом случае толща донной морены реагировала на возросшие напряжения активным проявлением трещинообразования, которое сопровождалось образованием полостей в толще морены сквозного или закрытого типа. Как уже отмечалось, образование полостей в пласте донной морены приводило к локальному исчезновению бронирующей покрышки в виде толщи мореносодержащего льда, перекрывавшей субгляциальную литосферу. Это способствовало возникновению прорыва и заполнения полости, возникшей в толще мореносодержащего льда (готовой морены) фрагментом материала высокобарической субгляциальной литосферы, что способствовало образованию в гляциодиапире сложной складчатости, отражающей повышенную турбулентность в толще, заполнявшей полость. В краевой области ледника Фредерикс-Айсблик нами было встречено несколько гляциодиапиров, в строении которых участвовали морские голоценовые отложения или фрагменты льда в замерзшем плывуне алеврито-глинистого состава. В районе Углича в строении гляциодиапиров было обнаружено сочетание разновозрастных песчаных четвертичных и зеленовато-серых глинистых алевритов верхнего мела (рис. 2).

Важно отметить, что вблизи устьевых частей сквозных полостей происходил частичный выброс под большим давлением материала субгляциальной литосферы на поверхность толщи мореносодержащего льда. Этот инъективный материал был представлен песчаными, песчано-галечными или алеврито-глинистыми образованиями. Эти отложения в краевых частях плейстоценовых ледниковых покровов на поверхности морен обычно представлены двумя типами образований: локально расположенными (линзообразно залегающими) маломощными нередко «разорванными» «покровами», перечисленными выше типами отложений или невысокими песчаными холмами высотой до 10–12 м. Оба этих морфологически различных типа были отнесены к известным образованиям, которые получили наименование камов. Генезис этих образований традиционно связывался с абляционными процессами. Локально распространенные линзообразно-пластового типа залегания отложения относятся к небольшим озерным водоемам, кратковременно существовавшим на поверхности льда, а примесь галечного материала обычно к от-

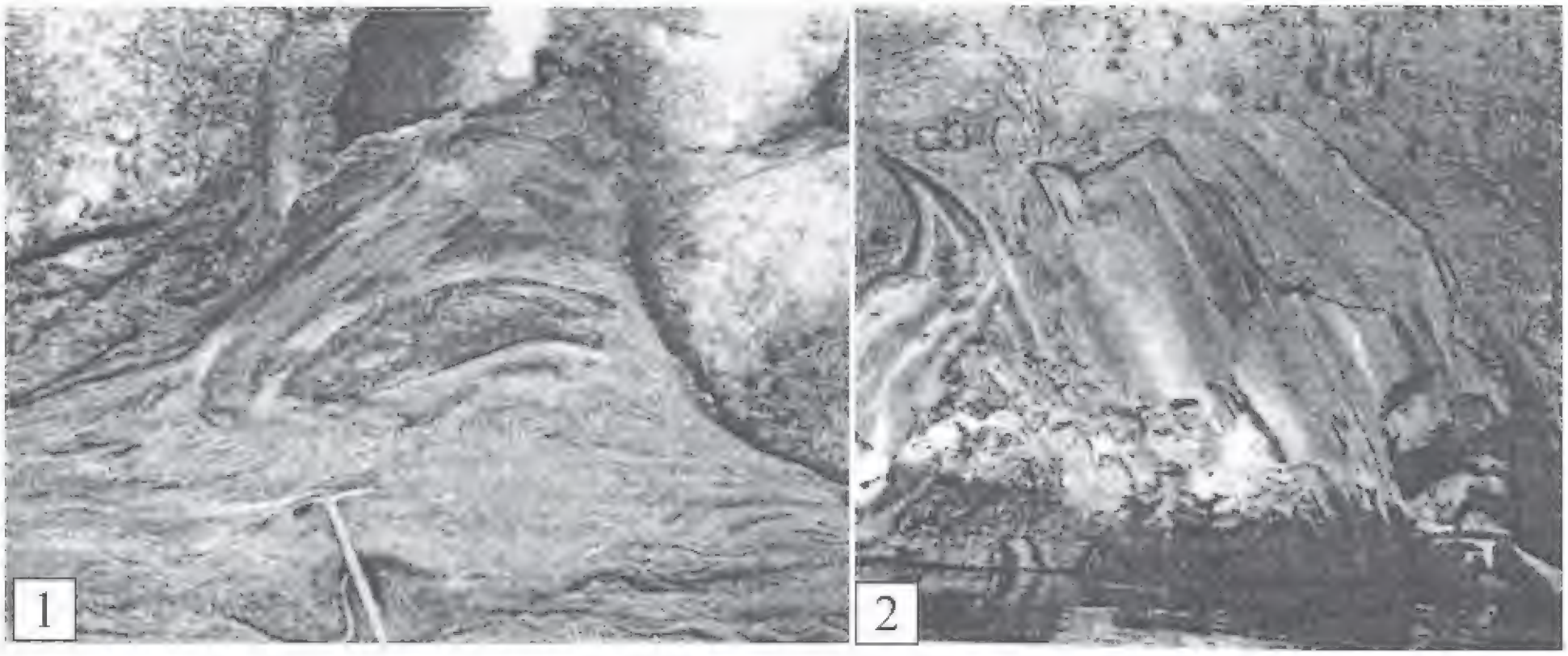

Рис. 2. Гляциодиапиры в толще мореносодержащего льда в Гренландии (1) и в строении морены М-2 в районе г. Углича (2).

Fig. 2. Glaciodiapirs buried in moraine-bearing ice in Greenland (1) and in the structure of the M-2 moraine near the Uglich city (2).

ложениям надледниковых ручьев или их устьев в этих водоемах. Процессы возникновения камовых холмов чаще всего связывается с абляционным разрушением мертвых льдов без какой-либо детализации механизма их образования. В пространственном распространении так называемых камовых образований, пока на основе только анализа известных нам публикаций, выделяется два типа. Первый из них можно охарактеризовать как широкое распространение без какой-либо приуроченности к каким-то определенным особенностям строения краевой зоны ледниковых покровов. Второй тип, это камовые холмы, которые бывают сосредоточены в виде относительно широких полос, секущих, например, ледниковую лопасть почти поперек основной направленности существовавшего в ней течения льда [Гарункштис, 1965| (Garunkshtis, 1965) (рис. 3). По нашим представлениям, этот тип пространственного полосчато-линейного распространения камов, был связан с возникновением в толще льда разлома, также связанного с кинематикой интенсивного проявления импульсной сдвиговой компоненты в одну из стадий отступания ледникового покрова.

К инъективным формам рельефа нами относятся также холмы известные на возвышенностях Латвии, сложенные, например, глинами иногда с ленточного типа слоистостью, описанными[Даниланс, 1965; и др. исследователями]. При этом мощность глин достигает 30–70 м, а у подножия холма составляет всего 5 м. При этом важным моментом является фиксируемое исследователями выклинивание глин в межхолмовых понижениях. По нашему мнению, подобное «пятнисто-островное» распространение глин, значительная мощность глин позволяют отнести данного типа холмы к инъективным образованиям, возникновение которых было связано с излияниями пульпы пастообразной консистенции с ограниченной возможностью ее пространственного растекания. Необходимо отметить, что исследователями, которые изучали эти образования, их генезис связывался с озерным осадконакоплением. Наверное, первичное происхождение глин действительно было связано с обширным существовавшим водным бассейном. Но вряд ли убедительно звучит связь этих толщ с очень ограниченными по размерам водоемами, являвшимися, скорее всего, глубокими «ямами» в толще льда, в которых происходило накопление гранулометрически очень однородных отложений столь значительной мощности. При этом совершенно не учитывалась гранулометрическая разнородность толщи мореносодержащего льда. Высказанное, ни в коем случае, не относится к личностям исследователей, которые изучали эти образования. Некоторых из них автор настоящей работы знал лично, как замечательных ученых. Но господство, если так можно сказать, в интересующем нас плане «абляционной» концепции, отсутствие развитых в последние десятилетия новых представлений в области гляциологии и палеогляциологии, не «позволяли» как-то по иному подойти к генетической трактовке многих вопросов гляциальной геологии и геоморфологии.

К инъективным формам рельефа нами относятся также так называемые звонцы, имеющие сходное строение, но распространенные в узких

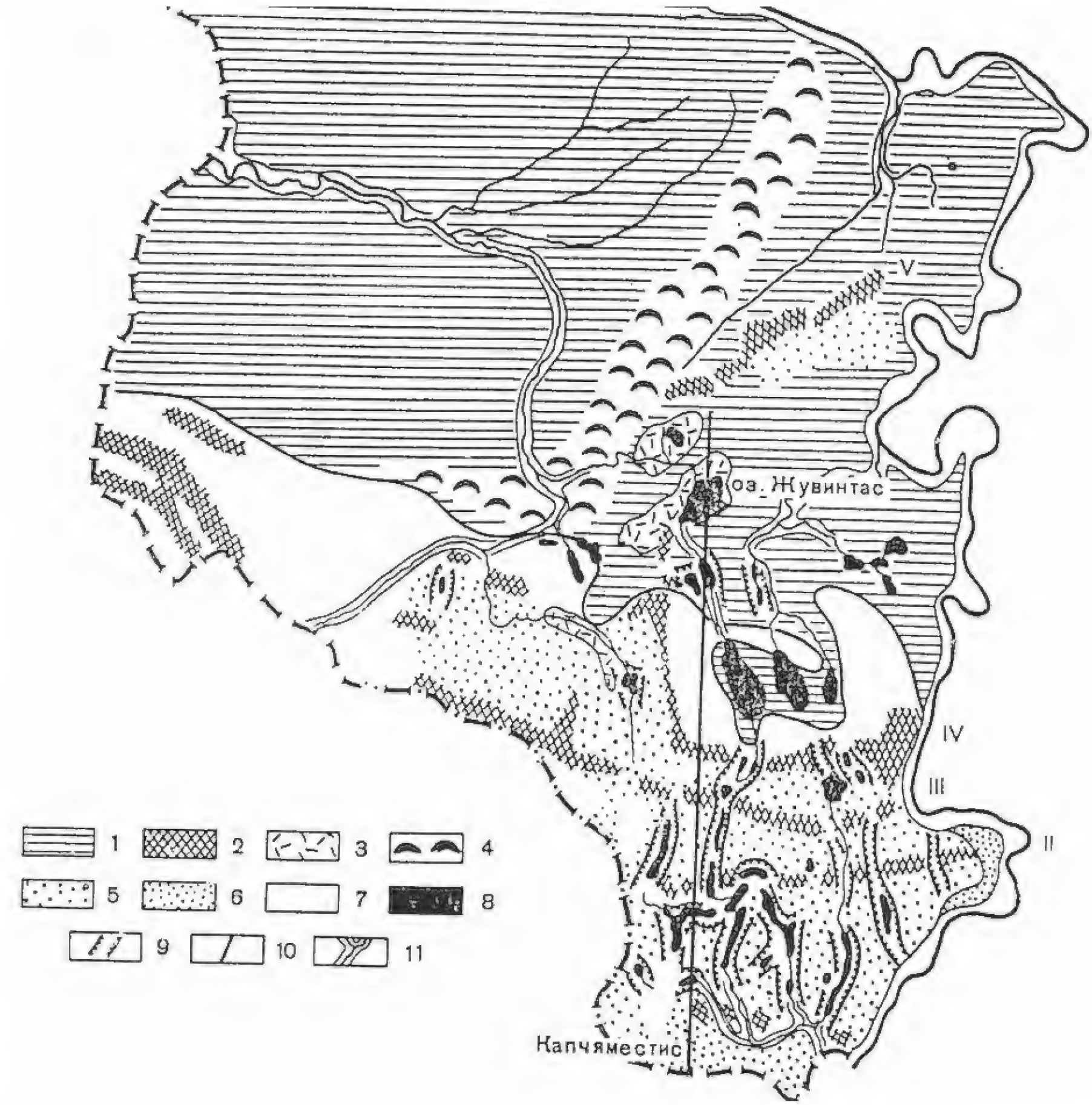

Рис. 3. Геоморфологическая схема Южной Литвы [Гарункштис, 1965]
1 – озерно-ледниковые отложения; 2 – конечные морены; 3 – торфяники; 4 – камовый рельеф; 5 – флювиогляциальные образования; 6 – речные террасы; 7 – донная морена; 8 – озера; 9 – рытвины; 10 – линия разреза: 11 – речные долины.

Fig. 3. Geomorphological scheme of Southern Lithuania [Garunkshtis, 1965]
1 – lacustrine-glacial deposits; 2 – terminal tills; 3 – peatlands; 4 – kame relief; 5 – fluvioglacial formations; 6 – river terraces; 7 – bottom till; 8 – lakes; 9 – potholes; 10 – section line: 11 – river valleys.

межлопастных зонах краевой области покровов, относящихся «к морфологически выраженным истокам» двух ледниковых лопастей.

В целом нами не отрицается правоверность выделения подобного типа образований, которые частично известны в областях современного оледенения. В Западной Белоруссии в области плейстоценовых ледниковых образований, нами было установлено в разрезах рабочих стенок карьеров наличие инъективных образований в виде гляциодиапиров, прорезающих толщу морен. В этом отношении, по нашему мнению, особенно показательными оказались результаты исследований ученых всех трех республик Прибалтики, которые активно изучали краевые формы рельефа и отложения молодых плейстоценовых ледниковых покровов. Преобладающим стремлением в этих исследованиях было установить связь генезиса многих образований с абляционными процессами. Это было обусловлено в то время существо-

вавшими представлениями о ледниковом седиментогенезе и морфогенезе. Более того, подобные представления оказываются широко распространенными и в настоящее время. Очень показательными в интересующем нас плане являются материалы специально проводившихся Совещаний-симпозиумов, проводимых Комиссией по изучению четвертичного периода в Москве, Таллине, Смоленске, Воронеже. Естественно с тех пор прошло много времени. В этот период, который можно назвать «внеледниково-стратиграфически-экологическим» значительно снизился интерес к изучению ледниковых отложений и соответствующего морфогенеза. Это вызвало резкое снижение публикаций по ледниковой тематике, что нашло частичное отражение в списке литературы, в котором практически отсутствуют современные публикации. Подобная смена периодически меняющихся интересов скорее всего отражает одну из существующих закономерностей развития различных научных направлений и возникающие потребности общества.

Как ясно из изложенных выше материалов, возникновение двух морфологически различных типов камов нами связывается с инъективными процессами внедрения в возникшие полости в толще мореносодержащего льда фрагментов отложений субаквальной высокобарической литосферы. Имеющиеся морфологические различия этих двух типов камов могут быть объяснены принципиально разной степенью консистенции пульпы и степенью ее насыщенности растворенными карбонатами в водной составляющей. Линзовидно-пластовый тип распространения инъективных образований субгляциальной грязевулканической пульпы на поверхности мореносодержащего льда был обусловлен незначительной плотностью излияний. Возникновение камовых холмов могло быть обусловлено как меньшей обводненностью пульпы, так и повышенной карбонатностью воды. В отношении последней, пока мы не располагаем конкретными аналитическими данными. Но в этом отношении необходимо иметь в виду, что камовые холмы в западной части Беларуси и на территории Литвы в приповерхностной части земной коры распространены легко растворимые отложения писчего мела. Соответственно изливавшаяся пульпа, в которой содержалось повышенное содержание карбонатов, при ее попадании совершенно другую барическую обстановку с повышенным содержанием в атмосфере CO_2, способствовало как выпадению в осадок карбоната кальция, так и вызывало относительно слабую цементацию изливающейся пульпы. Это способствовало наращиванию в высоту холмообразной формы скопления изливавшейся пульпой. Подобного типа механизм образования камовых холмов звучит несколько фантастически, поскольку речь идет, по существу, о «елочноподобном» росте почти сопочного типа элемента рельефа. Более того подобный механизм сопровождается также мощными процессами выдавливания, что отражается нередко во внутреннем строении центральной части холмов, в которой нередко развито почти вертикальное залегание слоев, иногда осложненное «плывунного типа складчатостью» (рис. 4). Таким образом, строение центральной части камовых холмов позволяет отнести их к структурам купольного типа, а отмеченная выше карбонатность ограничивает пространственное растекание излившейся пульпы. Остается лишь добавить, что изливавшаяся пульпа несомненно обладала высокой барической составляющей, что позволяет рассматривать ее в качестве фрагмента

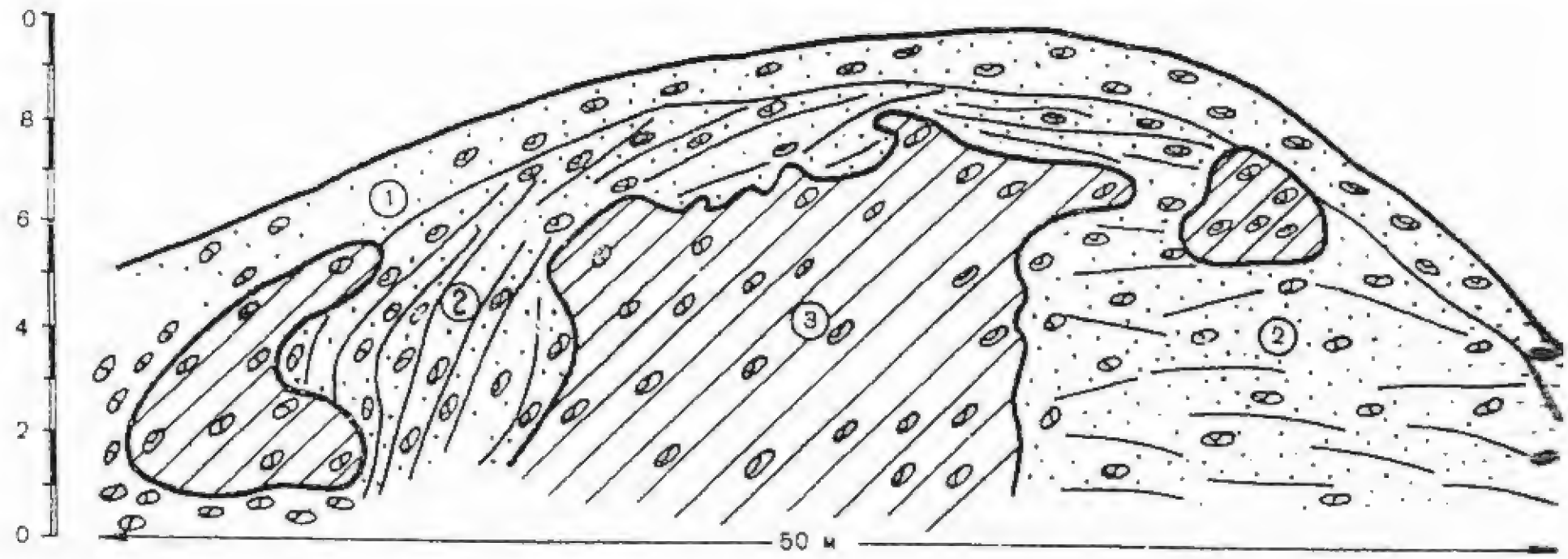

Рис. 4. Строение камового холма
Fig. 4. Structure of the Rfvf-hills (Kama-Hills) section

субгляциальной литосферы. Одновременно данный механизм образования камовых холмов отражает весьма специфическое проявление впервые выделяемого гляциального грязевого вулканизма. При этом уже в настоящей работе появляется возможность для выделения не только сопочного, но и трещинного грязевого типа вулканизма в областях, которые подверглись покровным оледенениям. К последнему типу линейно-трещинных излияний могут быть отнесены упоминавшиеся выше асимметричные гряды, протяженностью до 15 км., высотой до 8–10 м., Эти гряды относятся нами к выдавливаемым образованиям по зоне разлома в толще льда, возникшего как отзвук разрядки пульсационных напряжений в средней части краевой зоны.

В отношении распространения классического сопочного типа гляциальных грязевулканических сооружений в краевой зоне последнего в плейстоцене оледенения был обнаружен соответствующий грязевый вулкан высотой около 5 м из жерла которого торчали ромбовидные в поперечном профиле «песчано-карбонатные «макароны». В поперечном сечении «макаронины» достигали 15 см, а длина их составляла 1,5 м. Подводя итоги рассмотрения данного типа особенностей строения донных морен необходимо отметить, что воздействие гляциодинамики проявляется лишь в виде возникновения процессов сжатия-растяжения, в ходе проявления которых возникают сквозные и замкнутые полости в толще мореносодержащего льда. Оба типа полостей моментально заполняются материалом субгляциальной литосферы. Эти преобразования в строении почти готовых донных морен могут быть отнесены к вторичному структурному типу преобразования строения донных морен. обусловленному излияниями субгляциальной пульпы и не имеют отношения к моренному седиментогенезу. В результате толща донной морены внешней (дистальной) части краевой зоны ледникового покрова оказалась пронизанной вертикально-стоящими гляциодиапирами. По существу, как отмечалось, речь идет о проявлении гляциального грязеввого вулканизма трещинного или сопочного типов. На поверхности мореносодержащего льда соответственно образуются или локально распространенные, нередко округлые в плане «пятна» локально-пластовых скоплений пульпы, или «поля» концентрированного размещения песчаных или глиняных холмов, высотой не превышающей 10 м. Судя по опубликованным материалам, по которым можно сделать вывод о пространственном распространении проявлений данного типа грязевого вулканизма, можно лишь констатировать: а) отсутствие пока каких-либо закономерностей по распространению подобного типа грязевого вулканизма, что скорее всего связано с отсутствием проводившихся в этом плане исследований; б) в некоторых случаях выделяются участки распространения (камов) в виде полос, ограниченных линейными границами, «рассекающих», например, лопасть бывшего ледникового покрова и имеющих направленность близкую к поперечной направленности ее движения. В этом случае появляются основания полагать, о возможном проявлении сдвиговых напряжений в некоторых частях краевой части покрова, сопровождавшихся возникновением линейных разломов в толще льда. Разрядка напряжений выражалась в виде возникновения двух надвиговых швов, ограничивающих пояс проявления грязевого вулканизма; в) забегая несколько вперед, признается целесообразным уже в настоящем разделе говорить о распространении проявлений ледникового грязевого вулканизма данного типа в пределах также валов выдавливания и прилежащих к ним значительных частях перигляциальной области. Приведенное последнее дополнение и неоднократно возникавшие плейстоценовые покровные оледенения, распространявшиеся на обширные территории платформ, способствуют дальнейшему развитию представлений о значительном пространственном проявлении гляциального грязевого вулканизма в четвертичном периоде. Наконец, необходимо отметить еще один важный момент. В данном случае речь может идти о развитии в стадию деградации покровного оледенения дизъюнктивной гляциальной тектоники, вероятно, игравшей значительную роль в процессе распада ледникового покрова.

3.1. Возникновение крупных отторженцев в строении донных морен как показатель воздействия гляциодинамики и активного преобразования формы закрытых полостей эрозионной деятельностью отложениями фрагментов субгляциальной литосферы

Рассмотрение этой особенности предлагается кратким, поскольку основные предпосылки возникновения подобного типа образований были изложены выше. Имеющиеся в виду отторженцы, образованные в основном песчаными, песчано-галечными, неоднородного гранулометрического состава глинистыми отложениями (глинами, алевритами, супесями, суглинками) а также тонкими редкими слойками моренного суглинка. Часто внутреннее строение отторженцев осложнено деформациями, которые некоторыми исследователями принимаются за отражение проявлений гляциотектоники. В строении отторженцев обнаружены как разновозрастные отложения, так и близкие по возрасту. Например, в разрезах в районе Углича во

внутреннем строении отторженцев было зафиксировано наличие деформаций, в образовании которых принимали участие как отложения верхнего мела, так и плейстоценовые образования, (рис. 5). На левом берегу р. Днепр, напротив г. Смоленска, в рабочей стенке карьера, заложенного в крутом склоне конечно-моренной гряды, из крупных отторженцев добывался песок для дорожных работ. На п-ве Канин на северном склоне берегового уступа в естественном почти вертикальном разрезе были вскрыты в толще морены последнего оледенения отторженцы, сложенные глинистыми морскими позднеплейстоценовыми отложениями. Нами специально были подобраны приведенные примеры строения отторженцев из горизонтов донных морен краевых частей ледниковых покровов разного возраста из различных районов Европейской части России, с целью демонстрации значительного участия этих включений в строении морен краевой части покровных оледенений. Чаще всего отторженцы в разрезах имели немного приплюснутую овальную форму. Максимальная высота и поперечник отторженцев в изученных разрезах не превышала 6 м. Важной особенностью рассматриваемого типа отторженцев являлось отсутствие в их внутреннем строении какой-либо согласованной связи с гляциодинамическими текстурами имеющимися обычно в толщах мореносодержащего льда и моренного суглинка. Отсутствуют также связи внутренних деформаций в отложениях отторженцев с пластичными или разрывными деформациями или гляциодинамическими текстурами в толщах морен. Устанавливаемое несогласие внутреннего строения отторженцев со строением донной морены позволяет сделать вывод о том, что внедрение материала слагающего отторженец произошло в один из этапов трещинообразования. Сложная складчатость, в отложениях отторженцев, позволяет полагать, что заполнявшие полость отложения уже имели в основном разный состав и высокую бариическую составляющую. Более того, овальная форма отторженцев, а главное, тонкие линзовидно-полосчатого типа включения моренного суглинка, встречающиеся в складчатых деформациях, позволяет допускать, что заполнение полости поступающим материалом могло сопровождаться активным вращательным движением внедряемой пульпы. В результате интенсивного воздействия кинематики вращения на ее борта происходило активное расширение полости за счет своеобразного «сострогивания» толщи мореносодержащего льда и соответственно ее расширение в средней части и приобретения овального очертания. Поскольку наиболее широкая часть полости приурочена к ее средней части, где борта приобретают овально выпуклую форму, внедряясь в толщу мореносодержащего льда, можно полагать, что наиболее интенсивное эрозионное воздействие было приурочено именно к данной ее части. Важными результатами внутренней динамики внедрившихся в полость отложений являются возрастание их плотности и воз-

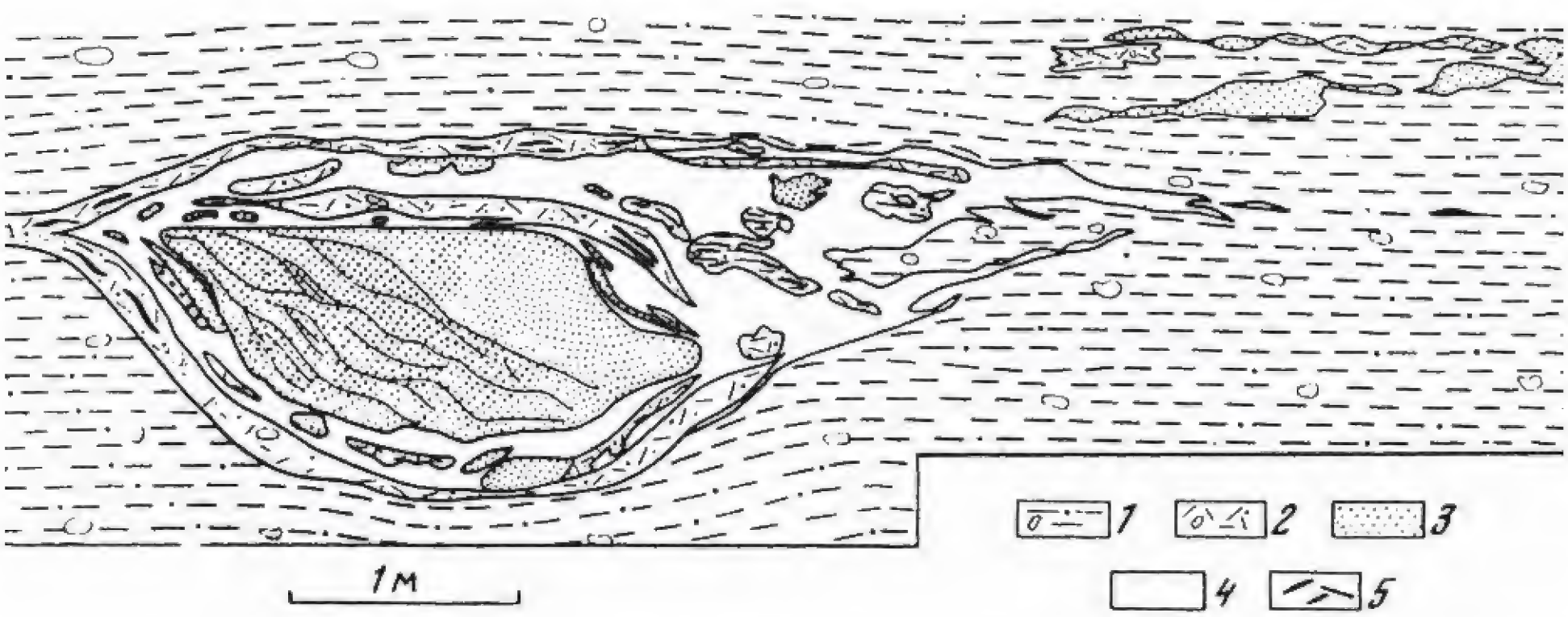

Рис. 5. Отторженец в толще морены М-2; в строении отторженца принимают участие четвертичные и меловые отложения – К-2, (пос. Алтыново, окрестности г. Углича).

1 – морена; 2 – включения глины в отторженце; 3 – пески; 4 – черные возраст К-2; 5 – тонкие включения черных линз.

Fig. 5. Erratic mass inside the moraine M-2; Quaternary and Cretaceous deposits – K-1 take part in the structure of the erratic mass (village Altynovo, near Uglich city)

1 – moraine; 2 – moraine inclusions in the outlier (erratic mass); 3 – sands; 4 – black clay, K-2 age; 5 – thin inclusions of black lenses.

никновение деформаций, нередко принимаемых за складчатость.

Как отмечалось, в толще не двигающегося мореносодержащего льда возникали напряжения из-за импульсного напора вновь прибывающего льда из внутренней части покрова, которые разряжались в основании морен в виде образования плоскостей скольжения. По данным плоскостям происходил сдвиг толщи мореносодержащего льда, что вызвало восстановление покрышки бронировавшей субгляциальную литосферу и тем самым происходило «запечатывание канала» подтока в полость материала субгляциальной литосферы. Именно с этого момента материал в замкнутой полости становится отторженцем. Таким образом, оригинальность предлагаемого механизма возникновения крупных отторженцев состоит в признании совокупного воздействия процессов гляциодинамики в виде возникновения не только сквозного, но и замкнутого трещинообразования с одновременно происходящим внедрением в возникшие полости фрагментов отложений субгляциальной литосферы. Основу механизма этого процесса составляют следующие этапы: 1) возникновение закрытых в толще мореносодержащего льда полостей и внедрение в них фрагментов отложений субгляциальной литосферы; 2) расширение полости вследствие проявления интенсивной эрозионной деятельности и внутренней динамики внедренного фрагмента отложений (процессов обезвоживания, образования, уплотнения и образование происходит расширение за счет срезания части моренных крыльев-ограничений); 3) в результате кинематики интенсивного импульса сдвига по возникшей плоскости скольжения в основании толщи мореносодержащего льда происходило закрытие канала связи с субгляциальной литосферой, а вследствие восстановления покрышки бронировавшей субгляциальную литосферу происходило превращение включения заполненного осадками в отторженец.

3.2. Гляцио-гравитационные срывы гигантских ледяных блоков со склонов краевых областей покровных оледенений и результаты их скольжения по преобразованию толщи мореносодержащего льда (механизм образования флютинг-морен)

Многие исследователи при реконструкции морфологии плейстоценовых ледниковых покровов в их краевых частях изображают один или несколько уступов, возникновение которых обосновывается воздействием абляционных процессов. При этом подразумевается, что распространение ледниковых покровов в область умеренных широт a priory должно сопровождаться увеличением роли абляции, что может отражаться в морфологии краевой зоны виде ступенчатости. Подобный подход совершенно не учитывал возможности проявления в мощной толще льда наличия дифференцированных кинемато-динамических процессов, которые могут иметь приоритетное значение в возникновении ступенчатости в морфологии краевых зон ледниковых покровов. При этом, практически полностью исключалось рассмотрение глобальных климатических перестроек, вызвавших принципиальные изменения в ландшафтно-климатической зональности и собственного влияния на климат мощной толщи льда, появившейся в умеренных широтах. Создается впечатление, что возник своеобразный «гипноз автоматического переноса интенсивности развития» процессов абляции современного климата умеренных широт межледниковья на принципиально другую климатическую обстановку ледниковья. В результате проведения тематических и геолого-съемочных работ были получены важные данные в области гляциальной геологии и геоморфологии, которые оказались чрезвычайно полезными при создании моделей строения краевых зон покровных оледенений. Это позволило сформулировать некоторые положения, которые могут учитывать влияние кинемато-динамических процессов в толще льда на морфологию краевых частей плейстоценовых ледниковых покровов.

(1). Международным сообществом исследователей четвертичного периода была разработана важнейшая палеогеографическая концепция о возникновении на громадных пространствах суши во время неоднократных покровных оледенений глобальной природной палеоландшафтной зональности, принципиально отличной от межледниковой. Основу этой концепции составило признание наличия природной зональности, тип которой определялся положением ледникового покрова. При этом, есть основания полагать, что в первую половину оледенения положение нижней границы хионосферы даже в пределах равнинного рельефа оказывалось близким к дневной поверхности. Поэтому утверждение о связи возникновения ступенчатости в краевой зоне покровного оледенения с абляционными процессами даже в умеренных широтах не имеет надежного обоснования. В этом отношении обнаружение ступенчатости в краевых частях современных ледниковых покровов вряд ли может быть использовано для утверждения о значительной роли абляции, поскольку эти мощные ледовые образования имеют длительную геологическую и палеоклиматическую историю. Поэтому имеющаяся иногда выраженная ступенчатость может оказаться реликтовой , поскольку

могла возникнуть еще в трансгрессивную стадию оледенения.

(2). Установление многими исследователями лопастного и языкового типа очертания краевых зон плейстоценовых ледниковых покровов, оканчивавшихся в пределах равнинного рельефа платформенных областей суши, явилось важным достижением в познании внутреннего строения этого типа ледников. Это позволило утверждать, что даже в условиях небольших изменений относительных высот в рельефе платформ, в толще льда ледникового покрова существовали мощные внутренние ледовые потоки. Эти потоки использовали как понижения «доледниковых» долин, так и относительно ровные пространства, что позволяет связывать их возникновение с существующими различиями внутриледовой кинематики в толще льда, т.е. были обусловлены, как это не звучит парадоксально, «внутри ледовым рельефом с различными проявлениями кинематики». При изложенном подходе, речь может идти также о процессах выдавливания ледовых потоков из толщи покрова и, соответственно, образования ледовых лопастей и языков, а также ступенчатости в рельефе склона краевой части ледникового покрова в случае не одноэтажного расположения фрагментов днищ ледовых потоков.

(3). Возникновение в рельефе поверхности краевой части покрова ступенчатости в виде по крайней мере одной или нескольких ступеней, может быть обусловлено отражением на поверхности склона разной интенсивности проявлений и типов внутрипластовой кинематики, учитывая значительные мощности льда. Роль абляции была незначительной, поскольку речь идет о возникновении ступенчатости в области хионосферы. В настоящее время данную проблему приходится обсуждать, исходя из общих соображений. К сожалению, это положение пока недостаточно обосновано гляциологами, поскольку зоны скольжения в основании ступеней пока остаются недостаточно изученными.

(4). Определенная роль в формировании ступенчатости на поверхности склона покрова может быть обусловлена также «эрозионной» деятельностью ледово-гравитационных процессов, с которыми могут быть связано образование цирков отрыва крупных ледяных блоков. Фрагменты, днищ цирков, иногда также могут быть приняты «за ступенчатость» склона.

Все перечисленное показывает, что возникновение ступенчатости может быть связано как с внутриледниковыми (эндогляциальными) так и с экзогляциальными процессами, но среди последних отсутствуют данные о проявлении значимости абляционных процессов.

По развиваемым в настоящей статье представлениям возникновение столь оригинального рельефа в виде ступенчатости на склоне может являться следствием проявления активной кинематики скольжения части толщи льда, слагающей склон, например, по поверхности замедлившего или остановившегося мореносодержащего льда. Срывы крупных ледниковых фрагментов могли быть обусловлены как особенностями рельефа склонов краевой части ледникового покрова, так и внутренней кинематикой толщи льда. В связи с этим очень кратко необходимо изложить наши представления по этому вопросу. Исследователи, касаясь этого вопроса, ограничиваются известной схемой строения ледникового покрова, разработанной известным гляциологом Гленом, в которой на схеме склона показана одна ступень, возникновение которой обычно связывают с абляционными процессами. При этом совершенно не учитывается, что климатическая обстановка края покрова определялась не столько его широтным расположением сколько, толщей льда покрова, т.е. расположением нижней границы хионосферы практически находившейся на уровне земной поверхности. Кроме того не принималось во внимание также внутреннее строение толщи льда со сложным рельефом, ледовыми потоками и их притоками, а также эрозионная деятельность поверхностных потоков. Для последних, процессы отрыва были связаны, главным образом, с гляциогравитационными процессами. Для внутренних потоков важнейшим фактором являются гляциодинамические напряжения процессов выдавливания возможно даже импульсного типа. Разрушение латеральных связей с толщей покрова и окончательной индивидуализацией было обусловлено процессом их скольжения. В обоих случаях плоскости скольжения располагались или вблизи кровли поверхности мореносодержащего льда или по границам резкого изменения плотности в толще на склоне покрова. В связи со сказанным имеет значение тип пород, слагающих ложе ледникового покрова. В случае очень прочных скального типа пород процессом скольжения может быть захвачена значительная мощность толщи мореносодержащего льда малой плотности. При наличии на ложе слабо консолидированных отложений плотность мореносодержащего льда оказывается, как правило, значительно больше и расположение плоскости скольжения может быть приурочено к участку резкого уменьшения плотности. Это принципиальное положение относится как к краевым областям ледниковых покровов, так и горным ледникам. Суть этого процесса связана с гляциодинамическими или гляцио-гравитационными срывами, переходящими в скольжение, крупных

ледовых фрагментов на прилежащую часть относительно плоской равнины или днище горной долины, поверхностные части которых сложены ранее отложенной толщей мореносодержащего льда, или донной мореной. В обоих случаях возникновению скольжения крупных ледовых блоков способствует наличие крутых уклонов продольных профилей плоскости скольжения. В горных ледниках и во внутренних ледовых потоков это могло быть связано с наличием крутого продольного профиля долины. В краевых частях ледниковых покровов в платформенных областях на суше это в большей степени обуславливается особенностями ледового рельефа латеральной их части. В краевых областях шельфовых ледников особенно граничащих с окраинами континентальных склонов происходят гляцио-гравитационное образование громадных айсбергов. В горных ледниках иногда проявляется даже процесс срыва и скольжения значительной части ледника за пределы его распространения в виде мощных ледовых лавин. Подобного типа срывы мощных ледниковых лавин зафиксированы во многих областях горного оледенения. В пределах краевых частей ледниковых покровов могут происходить срывы, которые фиксируются в виде сегментовидных в плане или циркобразных углублений на склонах покрова. Естественно, даже уже перечисленное показывает многообразие факторов проявления гляцио-гравитационных процессов. Поэтому в настоящей статье не целесообразно рассматривать причины возникновения подобных мощных срывов, поскольку это совсем другая задача и относится в большей своей части к научной деятельности гляциологов. Отметим лишь, что какие бы природные события не провоцировали их возникновение результат будет практически одним и тем же: последствия будут связаны с проявлением гляцио-гравитационных процессов. среди которых приоритетным типом их транспортировки будет процесс скольжения.

В рассматриваемом нами случае, основным показателем дальности скольжения ледовых фрагментов, сорвавшихся с уступа края ледового покрова, или выдавленных из его нижней части является расстояние, на которое распространяется грядово-ложбинный рельеф флютинг-морены. Как установлено по материалам аэрофотосъемки в Канаде максимальное расстояние распространения может составлять около 16–20 км. Каких-либо других признаков завершения скольжения не установлено. Это может быть вполне естественным, поскольку в процессе своего скольжения ледовый фрагмент значительно уменьшался вследствие возникавших во время движения разрушений и таяния от теплоты трения. Поэтому, скорее всего «граница» исчезновения распространения характерного для флютинг-морены рельефа, является конечной в его «путешествии» по суше на территории, прилегающей к краю ледникового покрова. Но все-таки необходимо помнить, что указанное выше расстояние является максимальным. Чаще всего полоса распространения образований флютинг-рельефа имеет ширину всего лишь в несколько сотен метров. Остается лишь добавить, что каких-либо нагромождений материала вблизи конечной зоны распространения флютинг-рельефа пока не обнаружено, что возможно связано как с недостаточной изученностью, так и с таянием почти чистого льда.

Возвращаясь к изложению наших представлений о генезисе грядово-ложбинного рельефа, важно также отметить, что практически все исследователи пытались понять и объяснить механизм образования столь необычного типа ледникового рельефа типа флютинг-морены процессом скольжения (рис. 6). При этом, чаще всего предпринимаемые попытки были направлены на объяснение возникновения ложбин наличием вмерзших крупных валунов в подошву движущейся толщи льда или выступающими неровностями на скальном основании являющимся ледниковым ложем. Были высказаны и другие представления с использованием математического анализа, но также не получившие широкого признания. В результате, исследователи, использовавшие подобные или близкие представления, считали, что возникшие углубления в поверхности подошвы движущегося льда могли предохранять от «срезания» поверхность ледникового ложа и тем самым способствовали образованию гряд. Наоборот выступающие участки подошвы ледникового фрагмента оставляли крупные борозды на поверхности ложа, что вызывало формирование межгрядовых ложбин. Механизм возникновения элементов рассматриваемого типа рельефа, разработанный предыдущими исследователями, изложенный в приведенном резюме, можно использовать при объяснении отдельных неровностей ледникового ложа. Однако подобный подход совершенно не пригоден для познания механизма возникновения **системы** одинаковых, но разнонаправленных элементов данного типа рельефа. Множество высказанных гипотез о возникновении столь оригинального рельефа само по себе может свидетельствовать о существовавшей у исследователей неудовлетворенности высказанными идеями.

Для нас чрезвычайно важным является признание предыдущими исследователями возникновения грядово-ложбинного типа рельефа в краевых частях ледниковых образований в результате **движения** ледяной толщи. Как ясно из приведенной

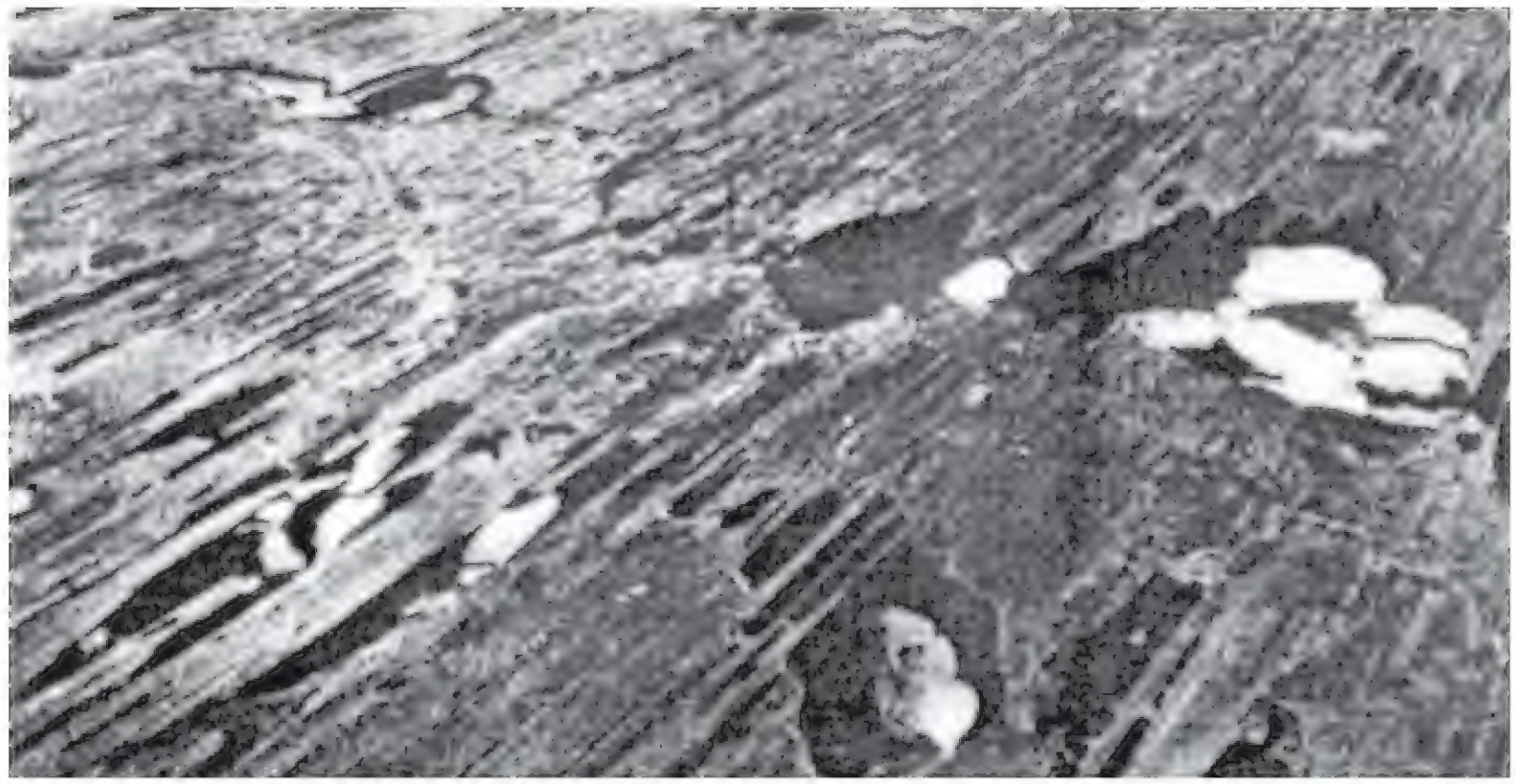

Рис. 6. Рельеф флютинг-морены, общий вид (Канада).

Fig. 6. General view of fluting-till relief (Canada).

ссылки на нашу публикацию, частично этим вопросом занимался и автор настоящей статьи, но в то время четкости изложения оказалось все-таки недостаточно, хотя многие изложенные данные не потеряли своей актуальности до настоящего времени.

В интересующем нас плане, важно обратить внимание читателя на микрорельеф плоскости скольжения фрагментов толщи льда, которые сравнительно недавно подвергались этому процессу. Подобные наблюдения были сделаны в свое время у края ледника Фредериксхоб в Гренландии, активные подвижки которого происходили как в XIX веке, так и возобновлялись позже, а также в плейстоценовых моренах. На поверхностях скольжения нами было обнаружено наличие **системы** микрорельефа волнистого типа, высота «волн» которого **в разных частях** краевой зоны этого ледника изменялась от 5–7 до 40–50 см, при соответствующей ширине межваловых западин. В результате можно говорить о наличии на поверхности скольжения **системы** прямолинейного микрорельефа волнового типа в виде последовательной смены выступающих гряд и углублений. Эти наблюдения были сделаны на поверхностях подошвы толщи льда в абляционных нишах над поверхностью бараньих лбов. Важность этих наблюдений состоит в сходстве и даже идентичности рисунка микрорельефа на ледовой плоскости скольжения с рельефом флютинг-морены. Различия состоят лишь в масштабах проявления этого рельефа. В продолжении изложения наших представлений о возникновения рельефа флютинг-морены, сочтено необходимым осветить еще один пример, правда, из совсем другой природной обстановки, но возникающем также в процессе скольжения. В Северном Прикаспии были обнаружены позднеплейстоценовые грунтовые гравитационные покровы, сложенные в основном гирканскими и раннехвалынскими тглинистыми алевритами. В результате проведенных исследований было установлено, что в среднем валдае, в районе пос. Цаган-Аман, гирканский фрагмент этого покрова подвергся гравитационному скольжению (во время регрессии Каспия, а предпосылками возникновение данного процесса послужили солянотектонические проявления). В ходе скольжения этого фрагмента по подстилающим песчаным отложениям в основании непосредственно на скользящей плоскости фрагмента гравитационного покрова возникла промежуточная пачка отложений, в строении которой участвуют как тонкие прослои толщиной 1–3 см желтого песка, слагающего основание данного разреза (хазарского возраста по мнению предыдущих исследователей), так и аналогичного типа прослои суглинка буровато-коричневого цвета, участвующие в строении гирканских отложений. В структуре данной промежуточной толщи была прекрасно выражена волнистая текстура, образованная вышеописанными слойками. При этом высота волн достигала 70–80 см. Следует также упомянуть о строении основания более молодого гравитационного покрова, которое в ряде разрезов было представлено так называемыми шоколадными глинами раннехвалынского морского бассейна. В некоторых случаях на плоскости скольжения, сложенной этими глинами было установлено наличие клиновидных «клиньев», внедренных в подстилающие преимущественно песчаные отложения прибрежных образований Раннехвалынского морского бассейна. Эти «клинья» внедрялись в

нижележащие пески всего на глубину 5–8 см, а на висячей поверхности плоскости скольжения, представленной шоколадными глинами, были выражены в виде невысоких «гребешков», обращенных своими вершинами вниз. Хотя приведенных примеров немного, но для них свойственно определенное единство, существо которого состоит в их связи с особенностями строения плоскостей скольжения, имеющимися, как у фрагментов гравитационных грунтовых покровов, так и у крупных гляцио-гравитационных ледовых фрагментов. По нашему мнению, полосчато-субпараллельное распространение элементов шифероподобного микрорельефа на плоскости скольжения в основании толщи льда, является достаточным для использования в качестве модельного аналога, **зарождающегося проявления струйного течения в подошве скользящего ледового блока. В этом плане ложбинные полосы, по нашему мнению, отражают зарождение проявления системы активного струйного течения, в то время как сохранившиеся от последующего таяния клинообразные выступы льда (выше названные рабочим термином «гребешки») отражают полосы льда не подверженные проявлению вновь возникающего типа течения. Остается лишь добавить, что близкие по типу линейно-полосчатого типа знаки проявления послойно-пластического скольжения резного масштаба широко развиты в плейстоценовых плитчатых донных моренах (рис. 7).**

Следующим важнейшим фактором, способствовавшим возникновению грядово-ложбинного типа рельефа в приповерхностной толще моренносодержащего льда (по существу готовой донной морены), как мы полагаем, являлось появление в ней консистенции близкой к пастообразному типу процессе скольжения ледяного суперблока по своей консистенции близкой к пастообразному типу. Это было связано с выделением «тепла трения», что вызывало как таяния льда, так и из-за прибыли воды разжижение моренного материала. В этом отношении допускается, что размах грядово-ложбинного рельефа мог в значительной своей части контролироваться мощностью пачки пастообразной консистенции и соответственно глубиной «вреза» микрорельефа, возникавшего на поверхности скольжения суперблока. При скольжении ледового блока по поверхности пачки отложений разжиженной консистенции, в ней происходило формирование основы рельефа флютинг-морены. Выступающие выступы льда в подошве скольжения образовывали борозды выпахивания и выдавливания в подстилающих отложениях. Возникшие западины в подошве скользящего блока (в ходе проявления струйного течения), способствовали возникновению гряд в поверхности лежачего блока. Таким образом, происходило формирование нового типа гляцио-гравитационного рельефа, отражающего динамику своеобразного морфогенеза в процессе **преобразования** ранее отложенного

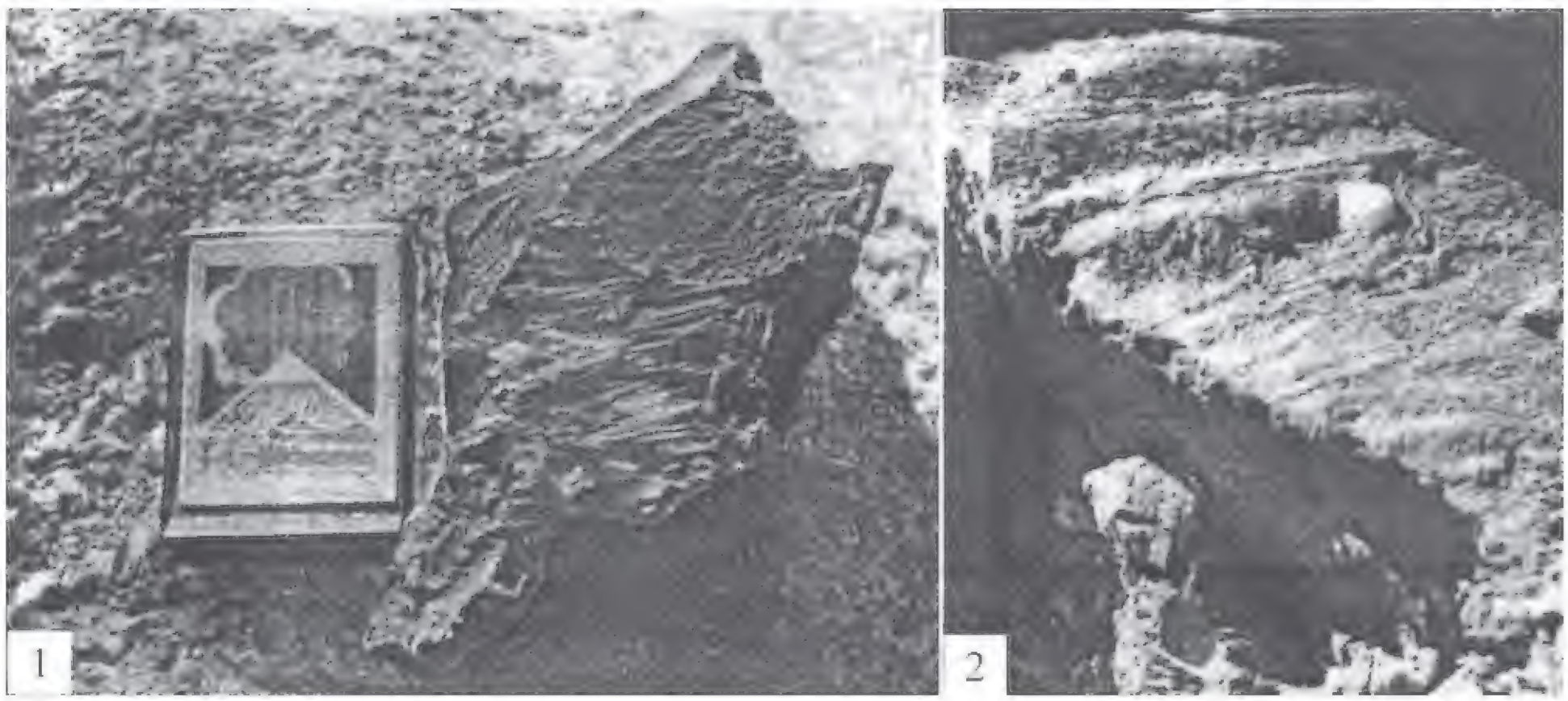

Рис. 7. Отражение процессов скольжения в виде линейных знаков скольжения разного масштаба в толщах плитчатых морен

1 – линейные знаки плостического течения на тонком прослое глины в толще донной морены; 2 – текстуры того же типа, отражающие проявления пластического течения пьда в донной морене.

Fig. 7. Impact indicators of various types of slide processos in the strata of basal till

1 – textures of plastic flows on clay+till; 2 – textures of intense of ice-plastic flow of basal till.

моренного материала. Отражением этого процесса явилось обнаружение ориентировки удлиненных гравийных частиц в возникающих грядах. Ориентировки удлиненных частиц имеют направленность под острым углом к кинематике скольжения. Подобная ориентировки частиц скорее всего могла быть обусловлена частичного выдавливанием моренного материала из латеральных частей полос струйного течения, точнее из под выступов скользящего блока. Этот процесс способствовал возникновению системного сочетанию разнонаправленных элементов рельефа флютинг-морены. Остается добавить, что первичные материалы по ориентировке удлиненных частиц в нижней части гряд были заимствованы из докторской диссертации Фрешау [Freschauf, 1971], любезно предоставленной автору этой статьи, а предлагаемая их краткая современная интерпретация была сделана лишь при дополнительном анализе при работе над настоящей публикацией (рис. 8).

Таким образом, процесс формирования рассматриваемого типа рельефа флютинг-морены сочтено возможным связать с последующей стадией развития ледникового покрова стадией самораспада этого образования. При этом, значительная роль в образовании рельефа отводилась процессу скольжения гляцио-гравитационных ледяных суперблоков. Важным моментом являлось возникновение на плоскости скольжения струйчатого течения с соответствующим волнистым профилем, обеспечивающего появление системы грядово-западинного рельефа. Процесс скольжения, благодаря выделению теплоты трения обеспечивал пастообразную консистенцию преобразуемой мореносодержащей толщи. При этом, возникающий грядово-ложбинный тип рельефа является позитивным слепком проявления кинематики скольжения крупного ледового фрагмента гляцио-гравитационного происхождения. В соответствии с изложенными представлениями грядово-ложбинный рельеф флютинг-морены есть все основания рассматривать в качестве надвигового шва крупной зоны надвига, возникшего на его лежачем крыле. Висячее крыло меганадвига исчезло, поскольку эта часть была представлена растаявшей толщей ледяного блока.

4. Морфология, строение и процессы возникновения валов выдавливания (так называемых конечно-моренных валов краевых зон покровных оледенений), рассматриваемых как результат гляциальной изостазии

В обширном списке публикаций отмечается широкое развитие так называемых конечно-моренных валов в пределах краевых областей плейстоценовых покровных оледенений, особенно в стадии их максимального распространения. Относительная высота этих сооружений по данным исследований прибалтийских исследователей достигает 50 м. На проксимальных склонах этих сооружений бывают развиты различные типы моренных образований, что послужило основанием для отнесения этих сооружений к конечным моренам, подразумевая, при этом, эффект надвигового

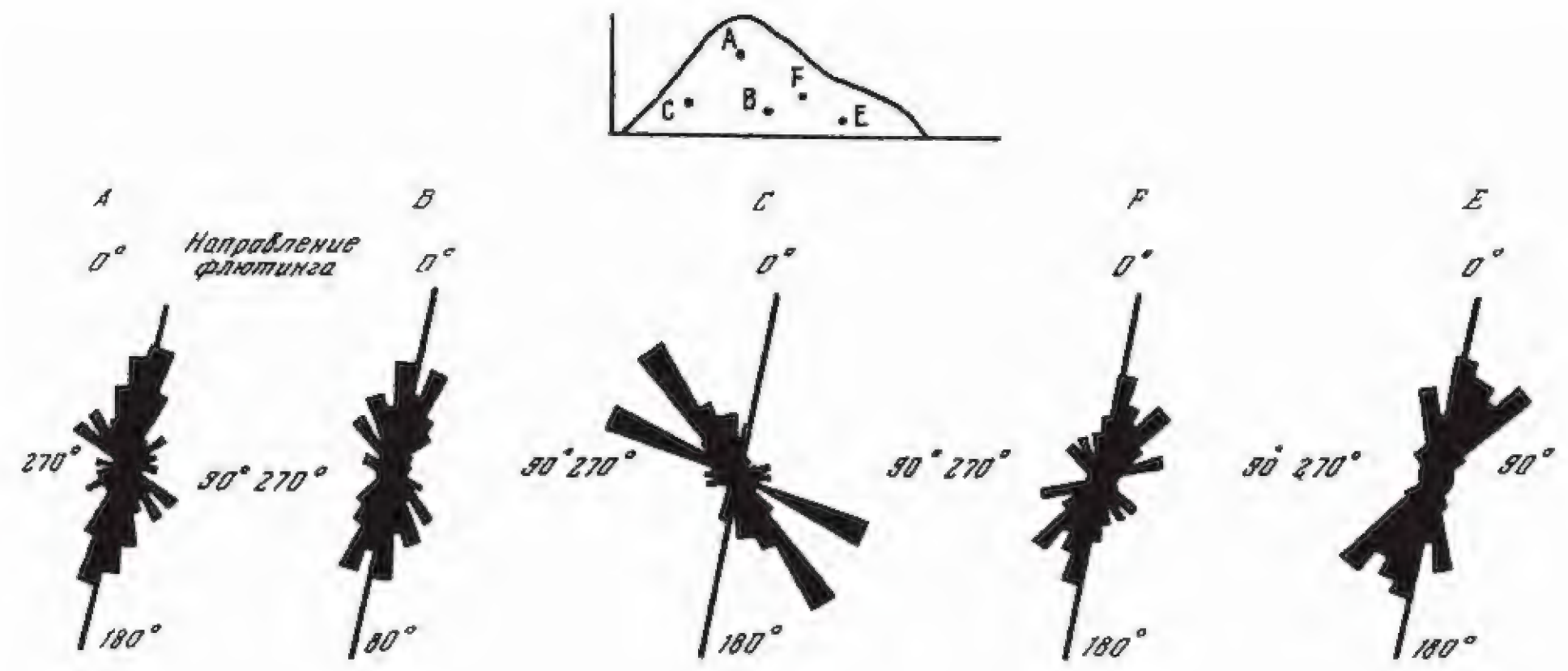

Рис. 8. Результаты исследования ориентировки удлиненых минеральных и гравийных частиц в одной из гряд – флютинга (по [Freschauf, 1971]).

Fig. 8. The studying results of the orientation of elongated mineral and gravel particles in one of the ridges – fluting (according to [Freschauf, 1971]).

воздействия края ледникового покрова на поверхностную часть земной коры. В публикациях использовались и более радикальные представления об этих сооружениях, в которых они рассматривались в качестве напорных конечных морен или специфичных морен того же типа выделяемых в качестве компрессионных морен [Лавров, 1967, Лавров, Потапенко, 2005, 2012] (Lavrov, 1967; Lavrov, Potapenko, 2005, 2012).

В свое время подобный подход был оправдан, поскольку эти сооружения своим рисунком подчеркивают границы распространения оледенений, как отмечалось, особенно в максимальную фазу их распространения. По нашим представлениям, эти сооружения, морфологически выраженные в рельефе в виде полосчато-распространенных «лент или поясов»», сопровождающих край ледниковых покровов, являются структурами валов выдавливания, расположенных в зоне контакта края ледникового покрова с прилежащей перигляциальной зоной (рис. 1). По типу строения и пространственной приуроченности эти структуры являются «полосами» концентрированного выдавливания, главным образом, образований верхней части субгляциальной литосферы, приуроченной к упомянутому контакту. Приуроченность возникновения структур к этому контакту связана с тем, что непосредственно здесь по пространственному положению края ледникового покрова в максимум его распространения завершалась роль ледникового покрова в качестве бронирующей покрышки, перекрывающей субгляциапьную высокобарическую литосферу. Именно поэтому, возникавшая структура выдавливания повторяет внешний контур бронирующей покрышки. Структура выдавливания, возникшая у края покрова, при своем росте захватывает и часть земной коры, на поверхности которой находилась внешняя часть краевой зоны ледникового покрова. Это позволяет понять причину появления ледниковых образований на проксимальном крыле структуры выдавливания. При подобном подходе, учитывающем определенные результаты изучения закономерностей строения и формировании краевых образований ледникового покрова, практически исчезает возможность говорить об активном надвиговом воздействии края ледникового покрова на приповерхностную часть земной коры. В этом отношении в большей степени целесообразнее рассматривать процесс возникновения рассматриваемых структур как один из результатов проявления **гляциальной изостазии**. Тем не менее, необходимо отметить, что некоторые исследователи, например, наличие ассимиляционных контактов в основании толщи донной морены, возникших в трансгрессивную стадию ледникового покрова, считали возможным признать подобные особенности строения морен в качестве одной из аргументаций проявления результата напорной деятельности края ледникового покрова. При этом не учитывалось, что введенный в свое время термин «ассимиляционный контакт» подразумевался, как часть специфической зоны мобилизации материала в качестве одного из вариантов захвата материала в ходе развития ледникового седиментогенеза при формировании донной морены. В плане обоснования гляциодинамической активности края покрова рассматривались также структурно-текстурные особенности строения отложений крупных отторженцев. Действительно в строении отложений этих включений, как отмечалось, часто можно наблюдать интенсивно «дислоцированные» рыхлые отложениями. Образование подобного типа отторженцев было связано с заполнением возникших закрытых полостей фрагментами отложений турбулентной субгляциальной высокобарической литосферы, которые отличались повышенной плотностью и высокой динамической активностью. В результате в отложениях возникали смятия линзовидных включений, разрывы и даже будинаж, которые нередко воспринимаются как проявления гляциотектоники. Если обратиться к контактам отторженцев, то можно заметить четко выраженное полное **несогласие** между общими рисунками деформаций в отторженце и структурно-текстурным «узором» в прилегающей толще донной морены. Исходя из изложенной модели образования данного типа отторженцев, по существу все имеющиеся в них деформации отражают прежде всего процесс седиметогенеза турбулентной высокоплотностной толщи отложений, и не могут рассматриваться в качестве проявлений гляциотектоники.

Важно подчеркнуть, что к краю ледникового покрова приурочено резкое изменение направленности кинематики толщи отложений субгляциальной литосферы (по крайней мере ее верхней части) с полого-поднимающегося в сторону дневной поверхности перигляциальной области на почти вертикальное. Это связано с тем, как отмечалось, что непосредственно к краю ледникового покрова приурочена его завершающая роль в качестве бронирующей покрышки высокобарической субгляциальной литосферы. Отсутствие покрышки способствовало резкому изменению направленности давления в рассматриваемой литосфере на почти вертикальное. Это концентрированное давление направленное непосредственно на приповерхностную часть земной коры способствовало возникновению процесса ее выдавливания, что обусловило образование пояса структур в виде валов выдавливания. Важно особенно подчеркнуть, что давление осуществлялось током отложений высо-

кобарической субгляциальной литосферы. образования которой являются основой внутреннего строения возникавших структур. В процессе роста рассматриваемых структур происходит захват их проксимальными крыльями внешней части краевых образования ледникового покрова. Это сопровождается отгибом участка с находящимся на нем «мертвым» покровом донной морены. Таким образом, по нашим представлениям, на проксимальном склоне рассматриваемых структурных образований оказался фрагмент толщи ледниковых образований. Наличие на проксимальных склонах структур толщ ледниковых отложений не подразумевает какого-либо участия проявлений гляциодинамики собственно ледникового покрова в образовании рассматриваемых структур.

Представление об отложениях субгляциальной литосферы частично можно получить при изучении особенностей строения фрагментов этих образований, излившихся на дневную поверхность. При этом важно учитывать преобразование, которое происходит при их попадании в совсем иную природную обстановку. В этом отношении могут представить интерес не только рассматриваемые выше отторженцы или гляциодиапиры, но и некоторые разрезы в пределах пояса ленточного типа структур выдавливания. В этом плане нам известен лишь один разрез Вастьянский Конь в низовьях Печоры, который неоднократно описывался в публикациях многих исследователей. Специфика этого разреза состоит в расположении мощного комплекса многолетнемерзлых пород. Краткая информация по этому разрезу, которая используется в настоящей статье, почерпнута, главным образом, из публикаций [Эпштейн, 1999; Лавров, Потапенко, 2005] (Epstein, 1999; Lavrov, Potapenko, 2005) но с учетом собственных кратковременных наблюдений, полученных при неоднократных посещениях этого разреза. При работе над настоящей статьей был сделан вывод об уникальности данного разреза. Уникальность обнажения Вастьянский Конь состоит в том, что в его строении представлено почти полное строение фрагмента проксимального крыла, однако из нескольких куполов, составляющих основу строения данного участка валообразной структуры, сложенной в основном отложениями субгляциальной литосферы. На проксимальном крыле этой купольной структуры имеются ледниковые образования краевой части позднеплейстоценового Новоземельского ледникового покрова, распространявшегося в пределах Нижнего Припечорья.

В основании разреза Вастьянский Конь имеется толща глин или глинистых алевритов темно-серого цвета, морское происхождение которых ни у кого из многочисленных исследователей этого разреза не вызывают сомнения (рис. 9). Возраст этих об-

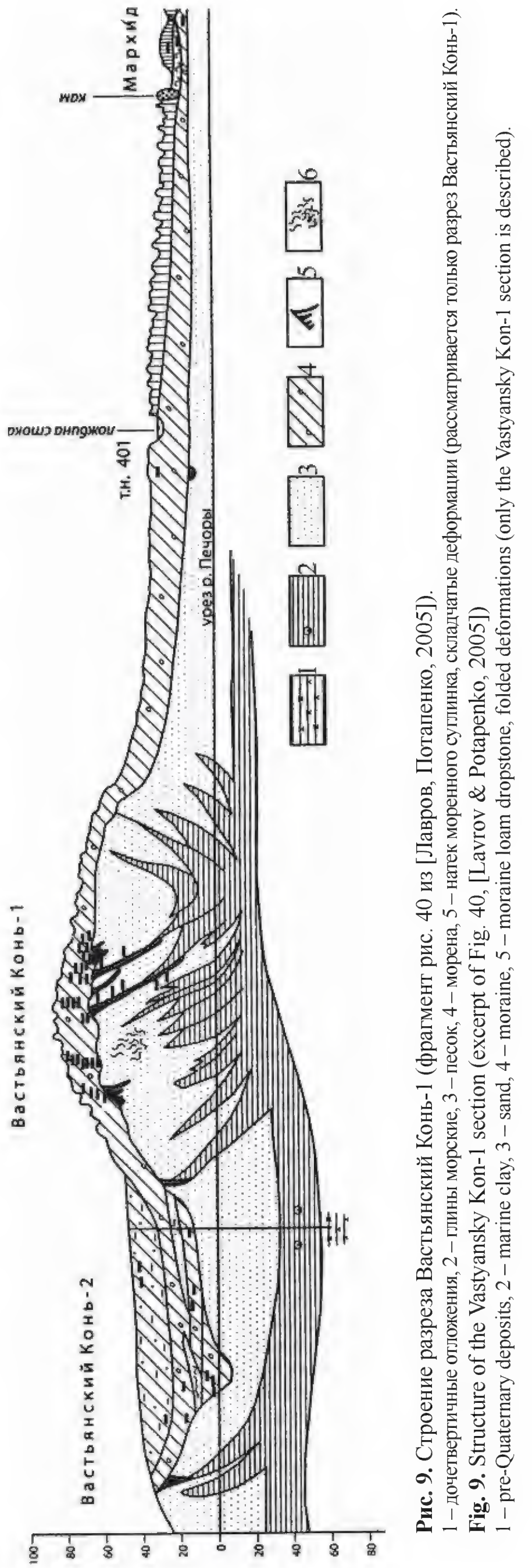

Рис. 9. Строение разреза Вастьянский Конь-1 (фрагмент рис. 40 из [Лавров, Потапенко, 2005]).
1 – дочетвертичные отложения, 2 – глины морские, 3 – песок, 4 – морена, 5 – натек моренного суглинка, складчатые деформации

Fig. 9. Structure of the Vastyansky Kon-1 section (excerpt of Fig. 40, [Lavrov & Potapenko, 2005])
1 – pre-Quaternary deposits, 2 – marine clay, 3 – sand, 4 – moraine, 5 – moraine loam dropstone, folded deformations (only the Vastyansky Kon-1 section is described).

разований согласно определяется всеми исследователями разреза как эемский (микулинский).

Кровля толщи морских отложений имеет отчетливо заметное волнисто-выпуклое очертание. Крутой уступ поверхности разреза прорезан неглубокими эрозионными рытвинами, в бортах которых было установлено, что отложения толщи морских отложений имеют четко выраженное падение на северо-восток под углами до 40 градусов, а на северном участке разреза на северо-запад (последнее по публикации [Эпштейн, 1999] (Epstein, 1999)). Поскольку в других районах северо-запада России уже было известно о наличии крупных купольных структур, образованных глинистыми толщами субгляциальной литосферы вблизи краевых частей плейстоценовых ледниковых покровов было сочтено возможным, использовать эти данные по аналогии и в данном районе Припечорья. Это послужило основанием полагать, что представленная в разрезе толща морских отложений с соответствующими элементами залегания является сохранившимся от размыва рекой фрагментом локальной купольной структуры, являющаяся частью Вастьянского вала. В подтверждение высказанного сочтено целесообразным включить в публикацию фрагмент геоморфологическая схема данной территории (рис. 10) [Лавров, Потапенко, 2005] (Lavrov, Potapenko, 2005). На поверхности вала показаны разные типы рельефа. Вблизи разреза Вастьянский Конь, на поверхности вала показана серия крупно-овальных холмообразных возвышений, которые возникли, как считают авторы публикации, вследствие эрозионного воздействия существовавших флювиогляциальных потоков [Лавров, Потапенко, 2005] (Lavrov, Potapenko, 2005). По нашему мнению, авторы, при дешифрировании аэрофотоснимков провели очень тщательную работу и показали на приводимой схеме «просвечивающую» серию купольных структур, которые имеет сложную морфологию. Этот важный момент отражает сложное внутреннее строение вала, состоящее из разного размера купольных образований. На поверхности вала, более удаленной от разреза Вастьянский Конь, показан мелко-грядовый и мелко-холмистый рельеф. Эти два типа рельефа, по нашему мнению, являются также инъективными формами рельефа и соответственно отражают излияния гляцио-грязевулканической пульпы песчаного состава пастообразной консистенции; соответственно трещинных и округлых излияний. Как нам представляется, крупнохолмистый тип рельефа отражает участие в его формировании более мелких купольных структур, также образованных морскими глинами. Таким образом, рельеф вершинной части рассматриваемого вала оказался достаточно разнообразным и отражает зависимость от его внутреннего строения.

В разделе 2 отмечалось, что в толще водонасыщенных глин или алевритов в высокобарической среде происходит нарушение существовавших связей между минеральными частицами, а консистенция толщи может измениться до пастообразного состояния. Это очень важный момент, поскольку так называемые «усы»-трещины в мерзлой песчаной толще в процессе вспучивания заполнялись под большим давлением снизу со стороны возникавшего купола; жидким глинистым плывуном. Более того трещиноватость в песчаной мерзлой толще являлась также скорее всего следствием проявления мощного давления со стороны растущего купола. Как показано на рисунке целый «веер» усов, расположение которых было привязано в ходе теодолитной привязки, наилучшим образом показывает их связь с растущим куполом. Таким образом, для возникновения «усов» совсем не обязательно привлекать так называемые чешуйчатые компрессионные морены или зоны надвигов. В строении «усов», как отмечалось предыдущими исследователями, есть разнообразие. В некоторых из них верхняя часть представлена глинистыми морскими отложениями, а подстилается моренным суглинком. В других усах может наблюдаться обратная картина [Эпштейн, 1990] (Epstein, 1990). В южной части разреза толща мелкозернистых песков со значительным количеством растительных остатков травянисто-моховой растительности «рассечена» прослоями моренного суглинка по внешнему виду напоминающими тип отложений верхней морены. Эти прослои также имеют азимут падения северо-восток, при углах падения 10–15 град., т. е. близкими к элементам залегания морены венчающей разрез Вастьянский Конь (эти данные могут также отражать наклон проксимального склона купола). Некоторыми исследователями при изучении данного разреза это рассматривалось как один из признаков проявления активного гляциодинамического воздействия на подледниковые отложения краевой частью ледникового покрова. Необходимо отметить, что подобных представлений первоначально придерживался также автор настоящей работы. Позднее, при разработке данной концепции, заново анализируя имевшийся материал, автор пришел е выводу о том, что отмеченные выше элементы залегания, отражают результат отгиба толщи ледниковых образований проксимальным крылом вала, при его росте. Отсюда был сделан вывод, что верхняя морена данного разреза имеет пассивный тип залегания.

Как известно, средняя часть отложений в разрезе Вастьянский Конь представлена мощной тол-

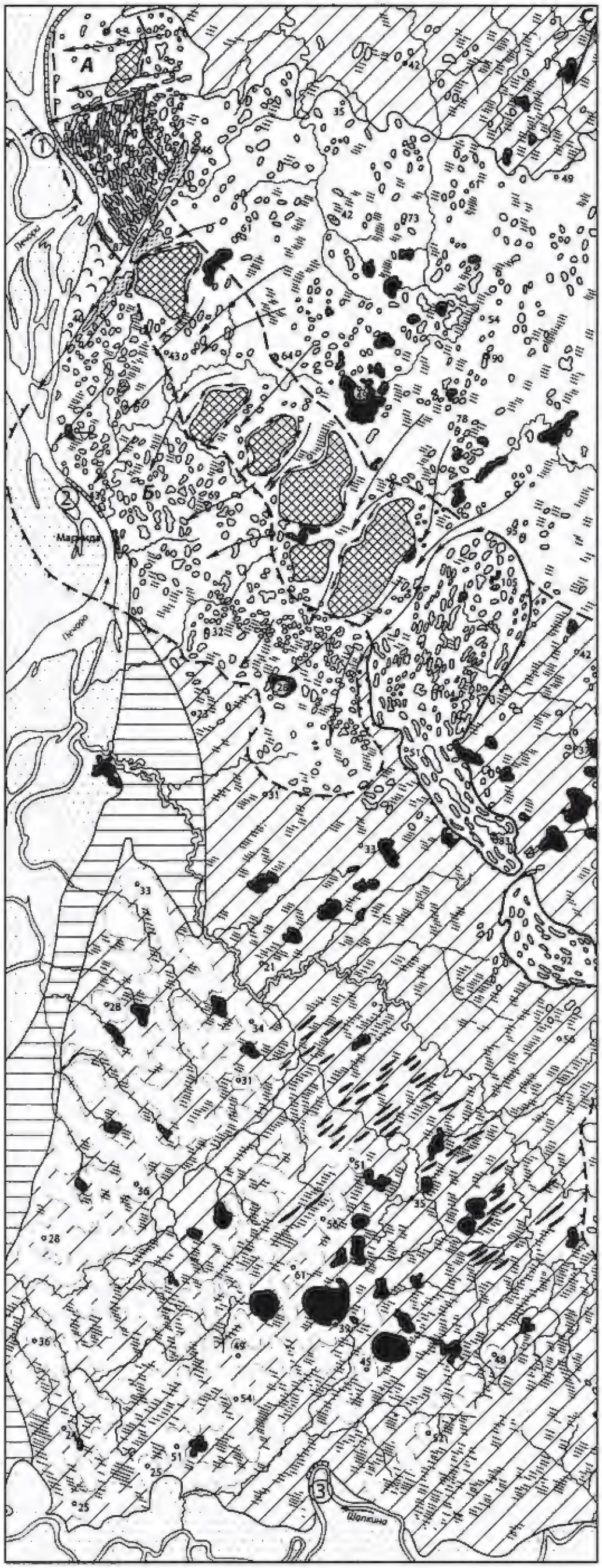

Рис. 10. Рельеф поверхности вала выдавливания Вастьянский Конь (фрагмент рис. 42 из [Лавров, Потапенко, 2005])

1 – гряды; 2 – контуры купольных структур; 3 – мелко-холмистый рельеф.

Fig. 10. The relief on the surface of the extrusion bar the Vastyansky Kon (excerpt of Fig. 42, [Lavrov & Potapenko, 2005])

1 – ridges; 2 – dome structures contours; 3 – low-hilly relief.

щей аллювиальных отложений, представленных песками разной зернистости, обогащенными растительным остатками. Мощность аллювиальной толщи достигает 25–30 м. Возраст толщи, согласно современному радиоуглеродному датированию можно считать запредельным. Естественно, судя по пространственной приуроченности этой толщи к палеодолине Печоры, есть все основания рассматривать данную песчаную толщу в качестве аллювия этой реки. Поскольку данная толща залегает поверх эемских (микулинских) отложений, а сверху, по нашему предположению, перекрыта мореной, одного из позднеплейстоценовых оледенений, возраст данной аллювиальной (вастьяновской) свиты можно связывать с одним из неледниковых этапов раннего валдая, чему не противоречат известные запредельные радиоуглеродные датировки [Арсланов и др., 1987; Mangerud et al., 1999] (Arslanov et al., 1987). Завершается разрез отложениями донной морены краевой части последнего позднеплейстоценового оледенения стадии максимального его распространения. Поскольку разрез изучался многими исследователями, в публикациях существуют разные представления о строении постмикулинских отложений.. В последних двух упоминавшихся выше работах отдается предпочтение признанию значительного воздействия на его структуру гляциодислокационным процессам при наличии между ними существующих принципиальных различий. Но важное различие состоит в том, что [Эпштейн, 1990] (Epstein, 1990) относит верхний покров к моренам напорного типа, а [Лавров, Потапенко, 2005] (Lavrov, Potapenko, 2005) рассматривают эти образования как пассивно залегающую морену. Напомним, что автор настоящей статьи придерживается совершенно других представлений, связывая имеющиеся в отложениях разреза деформации, а также особенности залегания отложений с чрезвычайно активным проявлением процессов субгляциальной литосферы, в частности, с воздыманием глинистой толщи в виде одного из куполов, являвшегося частью структуры вала. Верхняя морена залегает пассивно, но на ее залегание на проксимальном крыле, а также на моренных отложениях, расчленяющих толщу аллювия, сказался процесс роста купола.

Рассмотрение данных о строении аллювиальных образований представляют наибольший интерес в связи с их преобразованиями в процессе вспучивания глиняного купола. Процесс вспучивания купола оказал интенсивное давление на мерзлую песчаную толщу аллювия, что вызвало в ней: (1) возникновение трещин; (2) расчленение толщи на отдельные блоки; (3) нагнетание в полости трещин возникшей разжиженной глинистой массы. Таким образом, в структурном отношении толща аллювия, особенно вблизи кровли купола, оказалась рассечена на отдельные блоки так называемыми «усами или языками», что, по нашим представлениям может отражать одну из первых стадий преобразования отложений в области распространения многолетнемерзлых пород. Приуроченность структурно-текстурных проявлений более низкого таксономического ранга была обнаружена в частях песчаных блоков, прилежащих к плоскостям их граней. Среди них выделены мелкие разрывные нарушения, будинаж слоев, а группе пликативных деформаций было установлено наличие целой мозаики мелких деформаций в виде изгиба слоев, складок разного типа и т.д. [Эпштейн, 1990] (Epstein, 1990). Соответственно можно допустить, что возникновение этих структурно-текстурных деформаций было связано со скольжением блоков, в процессе смещения которых происходило локальное плоскостного типа таяние (смягчение) мерзлоты, что могло способствовать возникновению в песке складчатых деформаций. Таким образом, в условиях распространения многолетних мерзлых пород под напором высокобарической субгляциальной литосферы могло происходить взламывание толщи мерзлых пород. Но это была, как отмечалась, одна из первых стадий преобразования толщи мерзлых песков. Одна из заключительных стадий преобразования данных отложений была связана с возникновением в этой толще консистенции пастообразной или даже гелеподобной плывунной по своему составу глинистой пульпы, которая заполняла возникшие трещины-«усы». Не исключен и другой вариант возникновения данного плывуна, но об этом говорится в следующем разделе статьи.

В других районах, например, на территории Беларуси и стран Прибалтики в привершинной части валов выдавливания в разрезах холмистого рельефа встречаются три типа отложений. Первый из них тонко расслоенные песчаные образования, в толще которых развито моноклинальное залегание слоев с разными углами падения вплоть до вертикального падения. Имеются холмы, внутреннее строение которых сложено «смятыми» линзами песчано-галечных образований с включениями деформированных линз более древнего моренного суглинка и осложненные внутренней структурой выдавливания (рис. 4). Кроме того, развиты холмы (высотой до 20 м) и столообразной формы возвышающиеся площадки с крутыми склонами (до 30 град.), сложенные «озерными» глинами иногда даже с ленточного типа слоистостью и известной максимальной мощностью около 30 и 70 м (по данным бурения единичных скважин). При этом, на поверхности вершинной части вала вы-

давливания, прилежащей к подножию холмов и столообразных возвышенностей распространены песчано-галечные отложения. По нашим представлениям, подобного типа холмы и возвышенные площадки, сложенные локально распространенными глинами, могут быть отнесены также к инъективным формам рельефа, сложенные глинами разной консистенции. К сожалению, керн этих скважин не изучался [Салов, 1965; Ильин, 1965; Даниланс, 1965; Вайнсбергс, Крукле, 1965] (Salov, 1965; Ilyin, 1965; Danilans, 1965; Veinbergs, Krukle, 1965). На вершинной части рассматриваемых структур встречаются также вертикально стоящие гряды, сложенные алевритом, по степени своей уплотненности оказывающимся даже близким к алевролиту. Подобного типа формы описывались исследователями также в качестве одного из элементов рельефа конечно-моренных гряд. Нами подобного типа образования были встречены, как отмечалось, в заброшенном карьере на окраине г. Рославля. Основной целью горных работ была добыча темно-серого алеврита незначительной плотности в отличие от «сигароподобных» включений, встречающихся в этой толще. Вертикальная полосчатость в толще алевритов, как и вертикальное залегание отмеченных сигароподобных включений, позволяет, в свете развиваемых представлений, отнести эти образования к седиментационному типу, а их вертикальное положение связать с процессами выдавливания. По нашему мнению, в тоще алевритов имелась внутрипластовая расслоенность. К зонам контактов между пластами в ходе их кинематики было приурочено локальное повышенное уплотнение алевритового материала, что приводило к обезвоживание и выпадение из транспортировки этих частей пластов. В результате в карьере данного типа участки чрезмерно уплотненного алевритового материала оказались оставленными, как ненужный материал. Необходимо добавить, что подобного типа образования также относятся нами к верхней части отложениям субгляциальной литосферы, как правило, наиболее интенсивно подверженной преобразованиям осадочного материала. Поэтому отсутствие в этой толще алевритов, моренного суглинка также становится понятным.

В заключении сформулированы наиболее важные особенности строения крупных валов выдавливания: **(1)** наличие в верхней их части разрывных нарушений трещинного типа, по которым происходили инъективные излияния различной консистенции отложений субгляциальной литосферы, принимающих участие также в процессах морфогенеза; **(2)** преобладающее наличие отложений из верхней части субгляциальной литосферы, отличающихся тонкой расслоенностью; эти отложения бывают представлены толщами песчано-галечных образований, глинистыми алевритами, иногда уплотненных почти до алевролитов, а также сложным сочетаниям различных по генезису и возрасту деформированных отложений; **(3)** в отложениях встречаются различного типа деформации: складки, разрывные нарушения, различные уклоны мононаклонного залегания, а также вертикально поставленные слои.

5. О дальнейших направлениях исследований по изучению закономерностей строения и формирования отложений и морфогенеза в зонах краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов и прилежащих частей перигляциальной области

По мнению автора, после публикации Основ новой концепции по изучению краевых образований ледниковых покровов и прилежащих частей перигляциальной области, перед исследователями возникает несколько первоочередных задач, на которые необходимо обратить особое внимание. В области изучения краевых ледниковых образований к ним относятся: необходимость создания принципиально новой классификации форм рельефа широко развитых в зонах краевых ледниковых образований, в основу которой положена не только приоритетная роль предполагаемых абляционных процессов. В этом отношении представляется несомненным учет роли в процессах ледникового морфогенеза следующих факторов: разломной гляциотектоники, пульсационной гляциокинематики, инъективных процессов, с которыми связано возникновение локальных геоморфологических ландшафтов. При этом, необходимо напомнить, что роль перечисленных важнейших морфогенетических факторов проявлялась чаще всего в результате совместного взаимодействия некоторых из них. Учет, например, только одного абляционного фактора приводит к «морфологическому абсурду».

Другим важным направлением может быть исследование преобразований глинистых минералов в нижней части субгляциальной литосферы. В этом отношении следует напомнить, что рядом зарубежных и отечественных исследователей неоднократно развивались представления о фазовом переходе смектита в иллит. При этом этот процесс происходит на больших глубинах и сопровождается выделением значительного количества воды. В предлагаемом направлении исследований предлагается провести изучение процесса трансформации глинистых минералов также в высокобарической среде, но в почти приповерхностной обстановке субгляциальной литосферы. Данная

направленность исследований обусловлена, в частности, тем, что исследование глинистых минералов в донных моренах покровных оледенений на территории многих стран, выявило в их составе значительное участие иллита. Как отмечалось, в предыдущем разделе статьи, в разрезе Вастьянский Конь частично оказалась вскрыта нижняя часть субгляциальной литосферы, представленная толщей позднеплейстоценовых морских отложений, слагающих глиняную купольную структуру. Верхняя часть купола перекрыта песчаной толщей аллювиальных образований, а венчает разрез морена позднеплейстоценового оледенения (рис. 9). По нашим представлениям в данной части разреза можно получить новые почти экспериментальные данные по изучению преобразований глинистых минералов в указанной специфической обстановке в приповерхностных отложениях верхней части земной коры. Индикаторами наличия высокобарической обстановки, по нашему мнению, являются так называемые трещины-«усы», расчленяющие толщу многолетнемерзлого аллювиального песка на несколько блоков, трещины между которыми заполненные глинистым материалом, выдавленным из толщи морских отложений. Плывунная консистенция материала подтверждается натечными знаками, которые указывают на направленность плывуна от верхней контактной части купола вглубь возникшей трещинной полости независимо от ее направленности. Высокобарическая обстановка, в рассматриваемом случае, была обусловлена мощной толщей ледникового покрова и ростом глиняного купола. Высокое давление вызывало возникновение трещин-«усов» в толще монолитно многолетнемерзлых аллювиальных отложений, а появление грунтового плывуна, как предполагается, связано с локальным обводнением толщи отложений и соответственно, возможно, с процессом преобразования глинистых минералов.

Необходимо отметить еще один интересный момент, для решения которого в разрезе Вастьянский Конь необходимо было бы собрать коллекцию образцов для изучения глиниистого минералообразования в донных моренах. В разрезе Вастьянский Конь, на контакте морены с аллювием имеются трещины «полостного» типа, заполненные грунтовым плывуном мелкозернистого моренного состава, на поверхности которого также имеются натечные знаки. Ориентировка этих знаков указывает на направленность кинематики течения плывуна почти сверху вниз, т.е. от подошвы морены по полости в толщу аллювия. Важно специально отметить, что впервые эти натечные знаки обнаружил и описал А.С. Лавров [Лавров, Потапенко, 2005] (Lavrov, Potapenko, 2005). Как известно, седиментогенез донной морены происходит в основании толщи ледникового покрова, т.е. в обстановке высокого давления. Поэтому было бы важным проведение сравнительного изучения состава глинистых минералов в грунтовом плывуне, и в мелкоземе донной морены. Не исключено также проведения исследований по составу водной составляющей этих двух образований.

При планировании и проведении дальнейших исследований по преобразованию слабо консолидированных отложений процессами субгляциальной литосферы возникает необходимость о привлечении к этим работам в зависимости от района исследований консультантов-стратиграфов по мезозою или по дочетвертичному кайнозою. Привлечение консультантов поможет избежать грубых стратиграфических ошибок. При планировании исследований в центре внимания должны быть в большей мере не стратотипы, а горизонты или свиты, стратиграфическое положение которых вызывает сомнение. Высказанное пожелание связано с тем, что иногда в процессе «затухания» турбулентности при аккумуляции материала в ходе меняющейся динамики грунтовых плывунов, можно ожидать формирование отложений иногда близких по своему облику к первоначально преобразованным отложениям, например, монотонным юрским глинам. Подобные примеры имеются, но их немного. В этом плане хотелось бы обратить внимание на результаты изучения ориентировки удлиненных фрагментов органических остатков в толщах литологически однородных осадочных образований, например, в глинистых отложениях мезозоя. Обязательным условием в данном случае является нахождение разреза на платформе в области, в пределы которой распространялись ледниковые покровы, На этот момент обращается внимание в связи с тем, что полученная совершенно неупорядоченная ориентировка органических фрагментов может быть возникла в результате преобразования отложений процессами субгляциальной литосферы. В этом случае, как один из возможных вариантов может рассматриваться процесс аккумуляции турбулентных грунтовых плывунов, состав которых был близок к исходному материалу. Материал плывунов, в процессе «затухания» турбулентности, осаждался на не затронутую процессами преобразования толщу, например, юрских глин и визуально не всегда могли четко отличаться от исходных отложений. Таким образом, установленная неупорядоченность ориентировки положения может быть объяснена: а) в четвертичное время произошло преобразование части толщи, например, юрских отложений процессами одной или нескольких возникавших субгляциальных литосфер; б) возникновение подобного типа ориентировки

может быть обусловлено процессом аккумуляции динамически ослабленных турбулентных грунтовых плывунов и из разных их частей. Оба вывода могут дополнять друг друга, но окончательный - вряд ли возможно сформулировать без дополнительных исследований.

В заключительной части настоящего раздела, основное внимание уделено участию отложений субгляциальной литосферы в строении покрова четвертичных образований в приконтактной зоне с краем ледникового покрова. Первоначально речь пойдет о так называемых ленточных глинах, озерный генезис которых является «геологической аксиомой». В этом плане, после долгих раздумий было решено затронуть вопрос о генезисе этих образований в их классическом местонахождении под Санкт-Петербургом, где они изучались многими исследователями, в том числе и автором настоящей статьи.

Напомним, что связь осадконакопления ленточных глин с осадконакоплением в приледниковых озерных водоемах была установлена по месторасположению вблизи краевых ледниковых образований. Обоснование имеющихся в этих глинах текстурных различий в виде ленточных слойков, образованных гранулометрически не однородным материалом было обосновано де-Геером различиями в существующей палеоклиматической контрастности между летним и зимним осадконакоплением (в летнее время происходило накопление алевритовых слоев, а зимой-формирование слойков образованных пелитом). Необходимо отметить, что данная идея очень быстро стала популярной и использовалась как в целях корреляции удаленных разрезов ленточных глин, так и в геохронологических исследованиях.

Ленточные глины, распространенные под Санкт-Петербургом по своему строению имеют ярко выраженную индивидуальную особенность. Эта особенность состоит в том, что в качестве зимних слоев рассматриваются темно окрашенные почти черные слойки, имеющий почти черную окраску, состоящий в свою очередь из тонких (по своей толщине буквально миллиметровых) субпараллельно-наслоенных слойков. В отдельных частях разрезов общая мощность так называемых зимних слоев может достигать нескольких сантиметров. В ленточных глинах других районов мощность зимних слоев не превышает 5–8 мм. Мощность светло коричневого цвета летних алевритовых слоев не превышает 5–7 см. Важная индивидуальная особенность строения «ленточных» глин, строение которых можно наблюдать в естественных разрезах и в карьерах под Санкт-Петербургом, вызвали сомнение в справедливости отнесения их не только к данному распространенному текстурному ленточному типу, но и отнесения их к озерно-ледниковым образованиям. Нами не исключается, что данного типа ленточноподобные образования являются значительным по размерам фрагментом субгляциальной литосферы, **выдавленным** из под края конечно-моренных образований одной из стадий деградации последнего ледникового покрова. Основанием для высказанного предположения являются: (1) наличие пояса конечноморенных образований, к дистальному краю которых приурочено распространение полосы рассматриваемых образований, заполнивших существовавшую депрессию, впоследствии частично прорезанную р. Нева; (2) по данным геологической съемки известно, что среди палеозойских отложений в данном районе имеются две разновозрастные толщи глин: одна коричневатого цвета – девона и вторая почти черная – карбона; (3) в краевой области распространения ледникового покрова в подледниковой литосфере происходит первоначальное преобразование глинистых толщ, которое было представлено возникновением глиняных куполов в виде полос, субпараллельных краю льда; не исключено, что этап купольных структур предшествовал формированию валов выдавливания; (4) в высокобарической среде литосферы при наличии соответствующей обводненности происходило образование двух типов глинистых плывунов: одного пастообразной консистенции из глин девона и более жидкой гелеподобной консистенции плывунов из глин карбона; (5) проявления турбулентности в подледниковой литосфере по разному отразились на плывунах не одинаковой плотности. Этот процесс проявлялся в виде поглощения более высоко плотностным плывуном девона, разжиженного плывуна, образованного глинами карбона; (6) допускается, что в результате существовавшей в данной литосфере направленности кинематики, сопровождаемой также процессами выдавливания за пределы ледникового края в сторону Приневской депрессии, происходило растягивание более пластичных фрагментов глинистого материала карбона, выраженной в виде концентрации тонких полосок в полосчатые системы, принимаемых нередко за так называемые зимние слои. Таким образом, возникновение ленточно-подобной текстуры в глинистой толще в рассмотренном районе может быть объяснено результатом проявления кинематики и процессов выдавливания в толще отложений субгляциальной литосферы. из под краевой части ледникового покрова. Этот вывод позволяет более осторожно относиться к влиянию сезонной палеоклиматической контрастности на процессы осадконакопления. В этом плане следует также напомнить, что в современной климатической обстановке с более

сложной сезонной климатической контрастностью, пока в отложениях водоемов не обнаружено в комплексе текстурных проявлений, которые могли бы служить надежными индикаторами проявления сезонных изменений климата. Тем не менее, все изложенное нуждается в обосновании дополнительными исследованиями. Дополнительно следует напомнить, что наличие ленточного типа текстуры в отложениях мощных толщ «островного распространения» озерного типа глин фиксировалось на поверхности валов выдавливания на территории стран прибалтийских государств, а также на северо-западе Восточно-Европейской равнины [Малаховский, Вигдорчик, 1968] (Malakhovskiy, Vigdorchik, 1968). Но детального изучения этих образований не проводилось. Остается заметить, что с процессами выдавливания связаны излияния не только толщ, сложенных глинами. Выше, когда очень кратко зашла речь об «утопающих» формах рельефа внешней части краевых образований в толщах флювиогляциальных отложений, что было установлено во время геологической съемки территории распространения последнего оледенения северо-западнее Рыбинского водохранилища. На данном участке действительно широко распространены толщи песчано-галечных образований, но их появление среди форм рельефа внешней части краевой зоны покровного оледенения было скорее всего связано с процессом проявления мощного процесса выдавливания из под конечно-моренных образований отложений субгляциальной литосферы.

В завершение настоящего раздела статьи кратко остановимся на так называемых покровных суглинках, толщи которых распространены в перигляциальной зоне последнего Скандинавского оледенения на территории Европейской России. В отношении генезиса этих образований высказаны разные противоречивые представления: эоловый, делювиальный, солифлюкционный, палеомерзлотный. Перечисленное позволяет говорить о формировании этих образований на склонах. По имеющимся данным появление наиболее древнего горизонта покровных суглинков в разрезах вскрывающих строение четвертичных отложений участков перигляциальной зоны, было обнаружено в непосредственной близости к краевым образованиям. Про этом, в разрезах сразу был вскрыт горизонт максимальной мощности до 2,5 м, что дает основание полагать о появлении на склоне этого образования произошло уже в «готовом» виде, а не в процессе склонового седиментогенеза. Об этом свидетельствует монолитность пласта, отсутствие каких –либо включений, ассимиляционных контактов. К значительным изменениям уклонов склонов приурочено образование в пласте асимметричных разрывов, по своему общему виду, обнаруживающих сходство с псевдоморфозами по ледяным жилам, за которые принимаются исследователями. Проксимальный склон разрыва пласта обычно более крутой, а дистальное крыло имеет более пологое падение. По нашему мнению данного типа деформаций в пласте которые способствуют возникновению разрывов нередко оказываются заполненными отложениями постразрывного этапа, что позволяет говорить о возникновении в толще склоновых отложений клиновидных деформаций в процессе смещения толщи. Одновременно это смещение сопровождалось проявлениями внутрислойной кинематики и соответствующей расслоенностью.

В соответствии с развиваемыми в настоящей статье идеями, как это показано на (рис. 1) образование рассматриваемых покровов суглинков обусловлено излияниями отложений нижних частей хорошо перемешанных грунтовых плывунов, возникших в ходе преобразования песчаных, и алеврито-глинистых отложений.

Что касается древних оледенений, то в их перигляциальных областях широко развиты другие парагенезы отложений, которые, как нами предполагается, также могут быть отнесены к фрагментам образований субгляциальной литосферы. В этом плане имеются в виду, прежде всего толщи суглинков, по которым были сформированы в межледниковьях разного типа погребенные почвы, а также некоторые другие образования, связь которых с определенными горизонтами дочетвертичных отложений пока требует своего дополнительного обоснования.

6. Заключение

Настоящая работа была выполнена в 2021 г. в соответствии с планом исследований Геологического института РАН. В результате были разработаны основы принципиально новой концепции изучения «Закономерностей строения, формирования и морфогенеза краевых образований плейстоценовых ледниковых покровов распространявшихся в пределах бореальных широт платформенных областей суши». Методической основой создания данной Концепции послужили материалы полевых работ, сравнительный анализ седиментационных и морфогенетических процессов, свойственных как для областей современного оледенения (Шпицберген, Гренландия), так и проявлявшихся во время позднеплейстоценовых покровных оледенений платформенных областей суши, а также анализ имевшихся публикаций.

Новизна предлагаемой концепции состоит в обосновании необходимости включения в ее мето-

дическую основу вновь выделенных подразделений: а) субгляциальной (подледниковой) высокобарической литосферы; б) в необходимости учета результатов скольжения по поверхности толщи мореносодержащего льда гляцио-гравитационных ледовых суперблоков, сорвавшихся со склона краевой части ледникового покрова и обусловивших формирование рельефа, получившего название флютинг-морена; в) проведения дополнительной оценки роли абляционных процессов в стадию деградации ледникового покрова.

В состав субгляциальной литосферы входила толща преобразованных рыхлых или слабо консолидированных отложений разного возраста (от дочетвертичного кайнозоя, мезозоя и палеозоя), которая находясь под мощным ледниковым покровом, обладала следующими особенностями: (1) субгляциальная литосфера перманентно возникала во время оледенений и, иногда, ее фрагменты сохранялись даже в межледниковьях; (2) для отложений данной литосферы характерна высокая барическая составляющая, собственная направленная кинематика, что способствовало проявлению процессов преобразования малоглубинных осадочных образований в высоко барической турбулентной обстановке, как непосредственно под мощным покровом льда, так и в пределах прилежащих частей перигляциальной зоны. (3) мощность отложений литосферы обуславливалась нахождением ее между подошвой ледникового покрова и кровлей толщи нижележащих прочных консолидированных пород ледникового ложа. Это положение подразумевает значительные изменения мощности выделенной литосферы, что контролируется особенностями геологического строения толщи отложений ледникового ложа; (4) Результаты преобразований были представлены как образованием грунтовых плывунов разной консистенции, так и в виде морфогенетических гляцио-структурных образований, сопровождающихся проявлением активного роста глиняных куполов при наличии толщ глинистых образований, мощных валов выдавливания в том числе в области распространения многолетнемерзлых отложений. (5) высокие напряжения, которые возникали непосредственно в поверхностной части земной коры под воздействием в основном пульсационного типа прибывающего льда и воздействия субгляциальной литосферы сопровождались образованием разномасштабных разрывных нарушений, как линейного, так и полостного локального типов, .что способствовало широкому развитию на дневной поверхности гляцио-грязевулканических излияний; (6) с этими нарушениями было связано продуцирование преимущественно трещинных излияний, образующих покровного типа пласты, осложняющих строение толщ четвертичных отложений С локалными излияниями было связано морфогенетические процессы (типа рельефа камовых холмов и пока нам известные единичные грязевые вулканы сопочного типа; (7) широкое развитие инъективных процессов обусловило поступление на дневную поверхность земной коры в краевых областях покровных оледенений значительного количества малоглубинного материала, что позволяет рассматривать субгляциальную литосферу в качестве нетрадиционного источника материала, участвующего в строении покрова четвертичных образований. Этот материал поступал на дневную поверхность в виде трещинных и сопочных гляцио-грязевулканических излияний, имеющих значительное распространение в областях распространения покровных оледенений в пределах платформ; (8) совершенно особый тип отложений формируется непосредственно в краевой части ледниковых покровов благодаря развитию процессов выдавливания матебрила субгляциальной литосферы. К этим отложениям относятся так называемые псевдо-флювиогляциальных образований, в которых почти «утопают» формы рельефа внешнего края ледникового рельефа. Следующим подобного типа образованием представляет собой выдавленная смесь, состоящая из глин девонского и каменноугольного возраста, распространенная в окрестностях Санкт Петербурга. Оба эти типа в настоящей статье выделяются на «правах», выдавливаемого типа отложений, При этом не исключается целесообразности в дальнейшем выделения подобных образования в особую генетическую группу отложений

Второе направление исследований в предлагаемой концепции связано с изучением локальных преобразований толщи мореносодержащего льда при срыве со склона краевой части ледникового покрова крупных гляцио-гравитационных блоков и их скольжении по почти готовой донной морене. В результате в приповерхностной части мореносодержащего льда возникал оригинальный грядово-ложбинный рельеф, сопровождавшийся элементами внутренней перестройки вещественного состава моренной толщи, известный как флютинг-морена. Основными факторами возникновения этих преобразований явились: а) процесс скольжения, создававший выделение теплоты трения, что обуславливало возникновению пастообразной консистенции в поверхностной части моренной толщи; б) возникновение на ледяной поверхности плоскости скольжения суперблока элементов струйного плоскостного течения в виде грядово-ложбинного рельефа, что создавало системную последовательность смены гряд и ложбин; в) в ходе скольжения суперблока льда в пастообразной

моренной толще возникал позитивный отпечаток в виде геоморфологического ландшафта получившего название флютинг-морен.

Таким образом, основа предлагаемой концепции по данному направлению состоит в учете важной, но ограниченной по типам своего проявления, роли гляцио-кинемато-динамической динамики в краевой части ледниковых покровов, которая способствовала проявлению значительной морфогенетической активности. Необходимо особенно отметить, что роль абляционных процессов в седиментогенезе отложений и морфогенезе краевой зоны остается значительной лишь при рассмотрении флювиогляциальных и озерных образований. Тем не менее, в районах плейстоценовых оледенений современной Субарктики как в Европейской части России, так и в Западной Сибири до настоящего времени сохранились в погребенном состоянии фрагменты толщи льда позднеплейстоценовых ледниковых покровов. Это позволяет полагать, что абляционные процессы даже в современной неледниковой обстановке в области распространения многолетнемерзлых отложений обладают относительно незначительным «деструктивным абляционным эффектом» соответствующего исчезновения ледниковых покровов. Это обусловлено тем, что на поверхности мореносодержащего льда быстро возникает бронирующая покрышка, состоящая из абляционных отложений, препятствующая дальнейшему таянию льда. Поэтому разработка различных моделей строения и процессов морфогенеза ледниковых форм рельефа и соответствующих отложений только в результате абляционных процессов вряд ли имеет благоприятные перспективы в обосновании процессов деструкции ледниковых покровов.

Благодарности. Автор благодарен сотрудникам Геологического института РАН Р.И. Недумову и Е.В. Лаврушиной за огромную помощь в подготовке данной работы к публикации.

Источник финансирования. Настоящая работа была выполнена в соответствии с планом исследований Геологического института РАН по госзаданию № 0135-2019-0073.

Литература

Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В. Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена на севере Печорской низменности // В кн. Новые данные по геохронологии четвертичного пнриода. М.: Наука. 1987. С. 101–111.

Басаликас А.Б. Некоторые вопросы гляциоморфологии // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с. 161–172.

Вайнбергс И., Крукле М. О генезисе холмистых и грядовых форм ледникового рельефа северной части Латгальской возвышенности // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с. 73–88.

Гарункштис А. О влиянии предшествующей орографии на процессы в краевой зоне ледника // Труды Комиссии по изучен. Четверт. периода, 1965, вып. XXVI, с. 173–178.

Даниланс И.Я. Некоторые особенности дегляциации и ледникового морфогенеза на территории Латвии // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с. 65–72.

Ильин Е.А. Условия формирования краевых образований последнего оледенения на северо-западе БССР // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с.149–160.

Кудаба Ч. Гляциоморфологическое строение Дзукской возвышенности // Труды Комиссии по изучению Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с. 179–188.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., Аэрогеология, 2005, 222 с.

Лавров А.С., Потапенко Л.М. Неоплейстоцен Печорской низменности и Западного Притиманья, М. 2012, 191 с.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений // Труды Геологического института АНСССР, 1976, вып. 288. 234 с.

Лаврушин Ю.А. К генетической классификации типов ледникового рельефа // Краевые образования материковых оледенений (тезисы докладов) VII Всесоюзн. Совещание М.: Наука. 1985. С. 54–55.

Лаврушин Ю.А., Эпштейн О.Г. Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и юга Баренцева моря // Бюлл. Комиссии по изуч. Четверт. периода, 2001, № 64, с. 35–60.

Малаховский Д.Б., Вигдорчик М.Е. Некоторые формы ледникового аккумулятивного рельефа на северо-западе Русской равнины // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1963, т. XXI, с.47–53.

Салов И.Н. Некоторые особенности краевых образований валдайсого ледника на территории Смоленской области и восточной Белоруссии // Труды Комиссии по изуч. Четверт. периода, 1965, т. XXVI, с.131–138.

Эпштейн О.Г. Обнажение Вастьянский Конь на Нижней Печоре – разрез мощного конечно-моренного сооружения в активной краевой зоне Новоземельского ледникового покрова // Бюлл. Комиссии по изучению Четверт.периода, 1999, 59, с. 14–28.

Literature

Arslanov Kh.A., Lavrov A.S., Potapenko L.M., Tertychnaya T.V. New data on geochronology and paleogeography of the late Pleistocene in the northern Pechora Lowland // New data on geochronology of Quaternary. Moscow: Nauka, 1987. C. 101–111. (In Russian)

Basalikas A.B. Some issues of glaciomorphology (in the light of new data of geomorphological study of the

territory of Lithuania) // Regional formations of the continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 161–172. (In Russian)
Epstein O.G. The Vastyansky Kon section on the Lower Pechora – a section of the thick terminal moraine structure in the active marginal zone of the Novaya Zemlya icesheet // Bulletin of the Commission for the Study of Quaternary. N 59. 1999. P. 14–28. (In Russian)
Danilans I.Ya. Some features of deglaciation and glacial morphogenesis in Latvia // Edge formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 65–72. (In Russian)
Garunkshtis A. On the influence of the previous orography on the processes in the marginal zone of the glacier // Marginal formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 173–177. (In Russian)
Gridin V.I., Kobets I.V. Marginal glacial formations of the west of the Russian Plain // Marginal formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 97–104. (In Russian)
Ilyin E.A. Conditions for the development of marginal formations of the last glaciation in the north-west of the Belorussian SSR // Regional formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 149–160. (In Russian)
Kudaba Ch. Glaciomorphological structure of the Dzuk Upland // Marginal formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 179–187. (In Russian)
Lavrov A.S., Potapenko L.M. Neopleistocene of the northeast of the Russian Plain. Moscow: Aerogeologiya, 2005. 222 p. (In Russian)
Lavrov A.S., Potapenko L.M. Neopleistocene of the Pechora Lowland and Western Timan Region (stratigraphy, paleogeography, chronology). Moscow, 2012, 191 p. (In Russian)
Lavrushin Yu.A. On the genetic classification of types of glacial relief // Marginal formations of continental glaciations: Abstracts of the 7th Conference. Moscow: Nauka, 1985. P. 54–55. (In Russian)
Lavrushin Yu.A. Structure and development of ground moraines of continental glaciations. Moscow: Nauka, 1976. 237 p. (Transactions of the Geological Institute AS USSR; Vol. 288) (In Russian)
Lavrushin Yu.A., Epstein O.G. Geological events of the Pleistocene in the north of Eastern Europe and in the southern part of the Barents Sea: (based on natural sections' study) // Bulletin of the Commission for the Study of Quaternary. N 64. 2001. P. 35–60. (In Russian)
Malakhovskiy D.B., Vigdorchik M.E. Some forms of glacial accumulative relief in the north-west of the Russian Plain // Regional relief forms of continental glaciation in the Russian Plain. Moscow: AS USSR Publ., 1963. C. 47–53. (Transactions of the Commission for the Study of Quaternary; Vol. 21). (In Russian)
Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheet in Northern Russia // Boreas. 1999. Vol. 28. N 1. P. 46–80.
Salov I.N. Some features of the marginal formations of the Valdai glacier on the territory of the Smolensk region and eastern Belarus // Regional formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 131–138. (In Russian)
Veinbergs I.G., Krukle M.Ya. On the genesis of hilly and ridge forms of glacial relief in the northern part of the Latgale Upland // Edge formations of continental glaciation. Vilnius: Mintis, 1965. P. 73–88. (In Russian)

Yu.A. Lavrushin

THE BASICS OF THE MODERN CONCEPT OF THE STUDY «MORPHOLOGY AND FORMATION OF MARGINAL DEPOSITS OF PLEISTOCENE GLACIERS»

The proposed fundamental concept is in the important role (but limited in kinds of properties) of glacio-kinemato-dynamic processes of the glacier cover. A significant protrusion and morphogenetic activity were found, due to the subglacial lithosphere processes, as well as the specific transformation of the surface layer of dead moraine-containing ice, which occurs during the sliding of glacial-gravitational ice superblocks. The role of ablation in the transformation of sediments and the processes of morphogenesis of the marginal zone has a limited impact and remains significant in the study of fluvioglacial and lake formations. Two lines of research constitute the originality of the proposed «Concept fundamentals»:

1. A subglacial lithosphere has been identified as a fragment of the near-surface part of the Earth crust, which periodically emerge during glaciations. The sediments of this lithosphere were transformed into loose and weakly consolidated rocks of different ages (from Quaternary to Paleozoic) involved in the formation of subglacial bed deposits. In the sediments of the lithosphere, under the pressure of a thick layer of ice, the transformations were accompanied by the appearance of ground quicksand of different consistency – indicators of the emerging turbulence. These deposits had their own kinematics, which shifted the strata of the transformed material from the high-pressure zone to the low-pressure zone – to the edge of the ice sheet, partially beyond its limits into the periglacial zone. The widespread development of injective processes, which caused a significant amount of shallow material to reach the paleo day surface, allows us to consider the subglacial lithosphere as a nonconventional source of material, involved in the structure of the cover of Quaternary formations.

2. Study of local transformations of the debris-containing ice mass when large glacial-gravitational ice blocks break off the slope of the marginal part of the glacier cover and slide along the almost formed bottom

moraine. As a result, in the near-surface part of the moraine-containing ice, an original ridge-and-runnel relief appeared, followed by elements of internal restructuring of the material composition of the moraine stratum, known as moraine fluting. The main factors behind these transformations were: a) the sliding process, which created the release of frictional heat, resulting in a pasty consistency in the near-surface part of the moraine mass; b) the appearance on the ice surface of the superblock sliding plane of elements of jet flow in the form of ridge-and-runnel relief, which created a systematic sequence of changing ridges and runnels; c) during superblock ice sliding in the pasty moraine strata, a positive imprint appeared in the form of a geomorphological landscape called fluting moraine.

Key words: Pleistocene glaciers, ice cover, subglacial lithosphere, glacio-mud volcanic deposits, fissure and knoll effusions, Earth crust, protrusion, moraine-containing ice.

БЮЛЛЕТЕНЬ КОМИССИИ ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА
№ 79, 2021 г.

ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОЗЕР НА ОСТРОВЕ ХАЧИН (СЕЛИГЕР)

Т.В. Сапелко, М.А. Науменко, Д.Д. Кузнецов, А.В. Лудикова, Н.В. Игнатьева

Институт озероведения РАН – ФИЦ РАН, г. Санкт-Петербург, tsapelko@mail.ru

Результаты комплексных исследований двух небольших озер на о. Хачин, расположенном в северной части оз. Селигер, позволили провести реконструкцию этапов развития озер в течение голоценового периода. Исследования включали в себя литологический, палинологический, диатомовый анализы, анализ динамики фосфора и металлов, расчеты вероятности влияния антропогенных факторов на развитие озерных экосистем. Изученные озера отличаются от остальных многочисленных озер острова значительной глубиной, воронкообразными котловинами, условиями осадконакопления, что подтверждает карстовое происхождение озер. Морфометрические модели распределения глубин и уклонов позволили изучить рельеф дна озер, установить точные морфометрические характеристики. Установлены максимальные глубины озер 33,7 и 15,2 м. Подробное комплексное изучение поверхностных проб донных отложений озер позволили адекватно интерпретировать результаты проведенных реконструкций голоценовой истории озер.

Ключевые слова: палеолимнология, островные карстовые озера, донные отложения, морфометрия, рельеф дна озер, геохимия, палинология, диатомовые водоросли, Валдайская возвышенность, палеогеография, голоцен
DOI:10.34756/GEOS.2022.17.38241

Введение

Валдайская возвышенность, расположенная в краевой зоне последнего оледенения, является основным водоразделом бассейнов Балтийского, Черного и Каспийского морей. Самым крупным озером Валдайской возвышенности является оз. Селигер. Современная абсолютная высота озера составляет 205,48 м над уровнем моря. Площадь водного зеркала 212 км^2, площадь водосбора 2310 км^2. Максимальная глубина озера составляет 24 м, средняя – 5,8 м. Озеро состоит из множества заливов и плёсов, обособленных островами и полуостровами. Количество островов на акватории озера довольно велико (до 169 островов), площадь которых составляет от нескольких квадратных метров до 31 км^2.

Первые научные исследования озера проводились под руководством Н.Я. Озерецковского в начале XIX века [Озерецковский, 1817]. Первые исследования истории озера начались с конца XIX века [Анучин, 1898]. В этот период впервые были составлены батиметрическая карта озера и гипсометрическая карта его водосбора. В конце XIX – начале XX века на западном берегу оз. Селигер открылась Бородинская пресноводная биологическая станция Императорского С.-Петербургского общества естествоиспытателей [Труды Пресноводной биологической станции…, 1901]. Здесь проводились гидрологические исследования, изучение сапропелевых отложений, в 1924 г. проведены первые исследования загрязнения оз. Селигер, связанного со сбросами кожевенного завода [Никитинский, 1927]. В дальнейшем антропогенное воздействие и донные отложения озера изучались под руководством Л.Л. Россолимо, И.В. Молчанова. В последующие годы активно изучались в основном гидробиологические и гидрохимические особенности озера в связи с процессами природного и антропогенного эвтрофирования [Бреховских и др., 1997; Косов, Косова, 2001; Структура и функционирование .., 2004].

Озеро Селигер имеет ледниковое происхождение [Квасов, 1975]. Тем не менее в последнее время стали появляются новые гипотезы о ледниково-карстовом [Шапоренко и др., 2002] и о речном происхождении озера [Константинов и др., 2021]. Однако нельзя отрицать, что формирование, как рельефа, так и озер Валдайской возвышенности в основном связано с ледником. По мнению Д.Д. Квасова в период позднеледниковья

Рис. 1. Остров Хачин. Район исследования
Fig. 1. Khachin island. Study area

Рис. 2. Местоположение точек пробоотбора на оз. Белом
Fig. 2. Location of the sampling points on the Lake Beloye

обширную низину здесь занимало так называемое Тверское озеро. Границы озера ограничивались на юге Клинско-Дмитровской и Гжатско-Можайской грядами, на западе – Торжковской грядой, на северо-западе – возвышенностями Лихославльской и Бежецкий Верх, на юго-западе – Угличской возвышенностью [Квасов, 1975]. Возможно, озера существовали здесь еще в конце среднеплейстоценового оледенения и в период позднего плейстоцена появились вновь. Ледник преграждал пути стока, хотя и не граничил непосредственно с озером. Уровень Тверского озера в позднеледниковый период был около 140–145 м над уровнем моря, затем снизившись до 125–130 м. При высоком уровне озеро занимало всю низину с порогом стока восточнее современного водораздела. Далее, когда уровень опустился до 125–130 м, Тверское озеро занимало территории, примыкающие к Волге между городами Кимры и Калязин, распространяясь на северо-запад и на юго-восток вдоль современного течения Волги [Квасов, 1975]. В связи с небольшими глубинами озера характерные для позднеледниковых водоемов ленточные глины здесь не накапливались. Однако, несмотря на то, что на рассматриваемой территории в основном имеют распространение ледниковые озера, есть здесь и озера другого происхождения. К таким озерам относятся, например, озера Белое и Черное в северной части о. Хачин на оз. Селигер. Эти озера имеют карстовое происхождение. Палеолимнологические исследования островных озерах оз. Селигер ранее не проводились.

Остров Хачин – самый большой остров на оз. Селигер, расположенный в его северной части. Площадь острова составляет 31 км^2 (рис. 1). Впервые изучение озер о. Хачин выполнено в 1962 г. [Закуленков, Назаров, 1967]. Изучалось семь озер, получены предварительные результаты по морфометрии, температуре воды, прозрачности и pH. Остров лежит в области распространения лихвинской свиты нижнего карбона, состоящей из глин, глинистых доломитов и известняков. Четвертичные отложения острова представлены валдайской мореной, перекрытой песчано-глинистыми и песчано-галечниковыми флювиогляциальными отложениями. Рельеф острова представляет собой моренные холмы, камы, озы, зандровые равнины, понижения бывших ложбин стока талых ледниковых вод (к которым в основном приурочены котловины многочисленных озер острова). С севера на юг через весь остров протянулась цепь из тринадцати озер. В основном озера ледникового происхождения являются слабопроточными и имеют сток в оз. Селигер. На острове до недавнего времени активно развивалось земледелие. Вблизи озер есть заброшенные заросшие пахотные земли.

Летом 2012 года на о. Хачин проведены первые комплексные палеолимнологические исследования на двух наиболее глубоких озерах, расположенных в северной возвышенной части острова. Самое глубокое внутреннее озеро на острове – оз. Белое (северное). Оно находится на отметке 213 м. и имеет форму вогнуто-выпуклого эллипса. Берега имеют высоты до 3–4 м, западные – до 10 м. К югу от него находится оз. Черное, которое соединяется с оз. Белым небольшой протокой. Озеро Черное – самое маленькое по площади и второе по глубине озеро о. Хачин. В отличие от озера Белого, имеющего значительную, наибольшую из остальных озёр, прозрачность, оно имеет темный цвет воды, менее прозрачно. Берега низкие, заболоченные. Озеро имеет правильную овальную форму. Полевые работы проводились в летний период. Пробоотбор донных отложений проводился с устойчивой платформы в нескольких точках каждого из озер модифицированным торфяным (русским) буром. Комплексные исследования включали в себя литологический, палинологический, диатомовый анализы, анализ динамики фосфора и металлов, расчеты вероятности влияния антропогенных факторов на развитие озерных экосистем. Расчеты вероятности влияния антропогенных факторов проведены по методике, разрабатываемой группой палеолимнологии ИНОЗ РАН [Сапелко и др., 2011; Sapelko et.al., 2013]. Проведены измерения глубин для построения морфометрических моделей распределения глубин и уклонов.

С целью установления динамики природной обстановки, изменений озерных экосистем под влиянием природных и антропогенных факторов, а также хронологии событий с помощью комплексного палеолимнологического анализа изучены донные отложения озер Белого (рис. 2) и Черного [Sapelko et al., 2022 in press]. Полные результаты исследований на оз. Белом представлены впервые.

Морфометрический анализ распределения глубин озер Белое и Чёрное на о. Хачин

Форма котловины дает информацию о генезисе озера, во многом определяют пространственную структуру лимнических параметров [Науменко, 2015]. Лимнологические исследования требуют цифрового представления различных форм рельефа водосбора озера и его дна, причём далеко не всегда цифровые данные (DEM) со спутников с пространственным разрешением 30 м [http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.aspa] позволяют распознать малые озёра и определить их площадь с достаточной точностью. Более того, практически

невозможно, используя дистанционную информацию напрямую рассчитать объём воды в малом озере и определить основные его морфометрические характеристики рельефа. Создание цифровых моделей подводного рельефа малых озер вызывает особый интерес, как с методической точки зрения, так и при изучении термического и светового режима, процессов, ответственных за перераспределение грунтообразующего материала и его накопление в различных районах [Науменко, 2013; Науменко и др., 2014]. Создание цифровых моделей подводного рельефа малых озер должно опираться на точные измерения глубины с достаточно высоким пространственным разрешением. Следует отметить то, что для малых озер подобные исследования проводятся очень редко и морфометрические модели распределения глубин и уклонов выбранных малых озер созданы впервые. Для измерения глубин во время полевых работ использовался эхолот Lowrance с системой определения координат по GPS (точность определения глубины до 0,1 метра, координат до 5 метров). Измерения на озерах проводились с надувной лодки при штилевой погоде. Для создания модели рельефа дна озера измерения должны проводиться с условием равномерного покрытия акватории и отражением характерных особенностей расположения глубин. В таблице 1 приведена характеристика исходных данных используемых при построении моделей изученных озёр на о. Хачин.

Плотность покрытия акватории исходными измерениями глубин и степень взаимозависимости между глубинами определялись существующими методами интерполирования. Береговая линия (с нулевыми глубинами) дополнялась незначительным количеством точек выше уреза воды с положительными значениями высот для того, чтобы устранить появление неопределённости в распределении глубин озера при недостаточном количестве измерений в труднодоступных местах в основном за счет произрастания высшей водной растительности) определенных участках. Средняя разность между измеренными величинами глубины и рассчитанными по морфометрической модели сравнима с инструментальной ошибкой измерения и не превышала несколько см. Цифровые модели позволили не только провести корректный анализ распределения глубин на эквидистантной сетке, но и оценить трудно определяемую характеристику подводного рельефа дна – уклоны для каждого узла сетки. С помощью программы Surfer впервые рассчитаны уклоны озер Белое и Черное, а также построены пространственное распределение уклонов этих озер [Науменко и др., 2014]. На рис. 3 приведены распределения глубин и уклонов рельефа дна оз. Белого, самого большого из исследованных озёр. Подробное цифровое представление глубин в равноотстоящих узлах, а главное, уклонов позволяет без труда устанавливать эмпирические связи между лимническими параметрами и морфометрическими параметрами котловин. Например, видами растительности, уклонами дна, параметрами донных отложений и глубинами дна.

Морфометрические модели глубин и уклонов позволили впервые корректно рассчитать основные морфометрические характеристики озерных котловин и их статистики на эквидистантной сетке. Результаты представлены в таблице 2 и 3. Значения средней глубины получены путем осреднения равномерных значений глубины и путем деления объема озера на площадь.

Для озер построены батиграфическая (гипсометрическая) и объемная кривые через каждые 0,5 метров глубины. Форма котловины чаще всего характеризуется относительной гипсометрической кривой по методу, разработанному Л. Хакансоном [Håkanson,1981]. Формы котловин озёр относятся к наиболее часто встречаемым со слабо выпуклым профилем дна; оз. Черное к мезотипу, а оз. Белое – к микротипу. Самыми большими глубинами обладает озеро Белое (максимальная глубина 33,7 м). Самые большие уклоны наблюдаются в оз. Черном (рис. 4). Анализ данных (табл. 2, 3) свидетельствует, что площадь оз. Белого на 15% меньше площади эллипса с наибольшими длиной и шириной озера, длина береговой линии на 18% длиннее большой оси этого эллипса. Озеро Черное больше похоже на круг, и его площадь на 5% меньше площади круга с диаметром, примерно равным длине озера, длина береговой линии на 1% больше длины этой окружности. Одним из преимуществ использования цифровых моделей с эквидистантной сеткой является

Таблица 1. Характеристика исходных данных и параметры созданных батиметрических моделей малых озёр

Озеро	Широта φ, Долгота λ	Дата	Количество/ плотность точек на 100 м^2	Эквивалентное расстояние, м	Модель	
					Количество узлов	Количество точек
Белое	57,2 33,0	07.07.12	10650/6	41	56×56	3136
Черное	57,2 33,0	09.07.12	46/<1	148	13×14	182

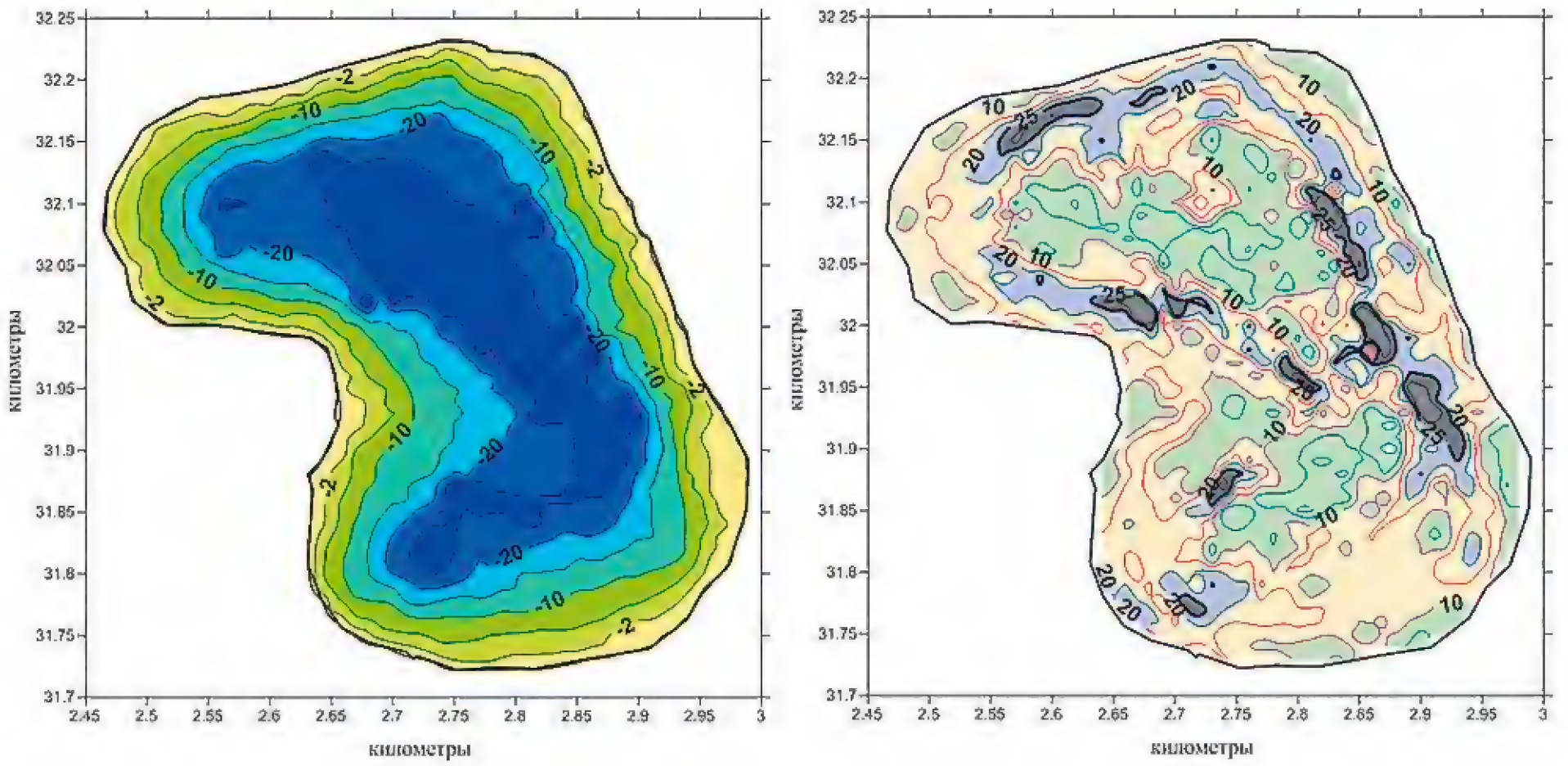

Рис. 3. Распределение глубин и уклонов дна оз. Белого.
Fig. 3. Distribution of depths and slopes of the bottom of the Lake Beloye.

Таблица 2. Морфометрические характеристики озёрных котловин озер Белое и Черное

Морфометрические параметры	оз. Белое	оз. Черное
Площадь зеркала S_m, м^2	169 919	10136
Площадь поверхности дна S_b, м^2	177 699	10736
Отношение S_b/S_m	1,045	1,059
Объем V, 10 *м^3	2,45	0,07
Условная средняя глубина, $V^{⅓}/ S_m^{½}$	0,33	0,41
Направление главной оси, градусы	310°	312
Максимальная длина, м	591	127
Максимальная ширина, м	429	106
Длина береговой линии, м	1718	362
Изрезанность береговой линии относительно большой оси эллипса	1,18	1,01
Коэффициент емкости	0,43	0,44
Коэффициент формы	1,38	1,2

Таблица 3. Статистические характеристики глубин и уклонов исследуемых озёр

Параметр	о. Белое		о. Черное	
	Глубина, м	Уклон, град	Глубина, м	Уклон, град
Средняя	14,6(14,4)	13,6	6,6 (6,5)	18,0
Медиана	14,6	12,9	6,00	18,3
Максимум	33,7	44,1	15,2	28,6
Ср. квдр. откл.	9,3	6,71	4,52	4,93
Коэф. вариации	0,64	0,49	0,68	0,27
Коэф. ассиметрии	0,00	0,59	0,27	-0,58
Коэф. эксцесса	-1,33	0,56	-1,15	0,42

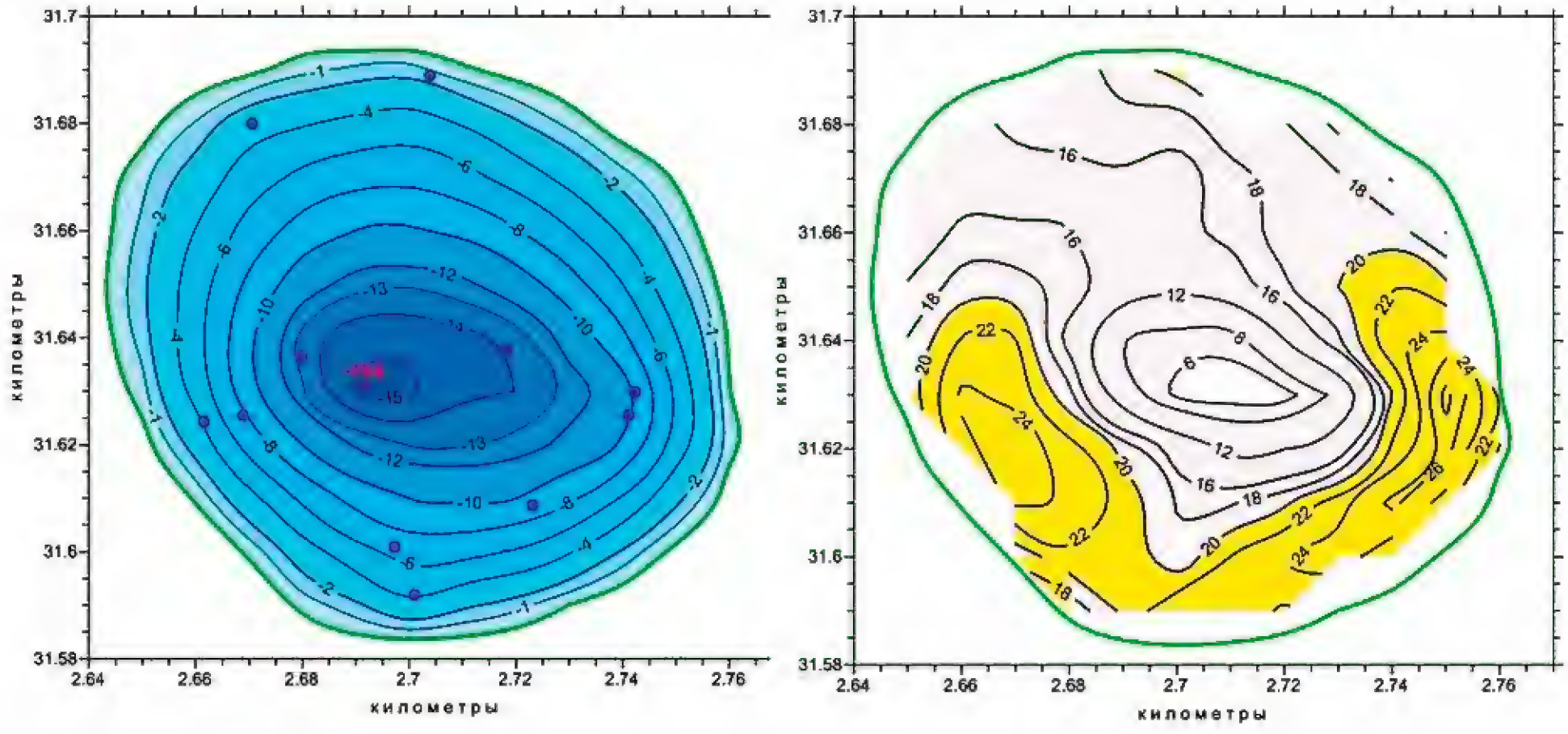

Рис. 4. Распределение глубин и уклонов дна озера Черного.
Fig. 4. Distribution of depths and slopes of the bottom of the Lake Chernoye.

возможность построения гистограммы глубин и уклонов, что также детально характеризует форму котловины озера (рис. 5).

Для подавляющего большинства озер мира их площадь и объём вычислялись планиметрическими методами с использованием крупномасштабных карт, что не позволяло определить особенности рельефа. Для малых озер такие вычисления были особенно трудны, так как масштабы топографических карт не позволяют корректно производить эти вычисления. Поэтому создание цифровых моделей котловины малых озёр – новое перспективное направление в лимнологии, именно цифровая модель подводного рельефа позволяет провести тщательное изучение рельефа озёра, определить, как параметры распределение глубин,

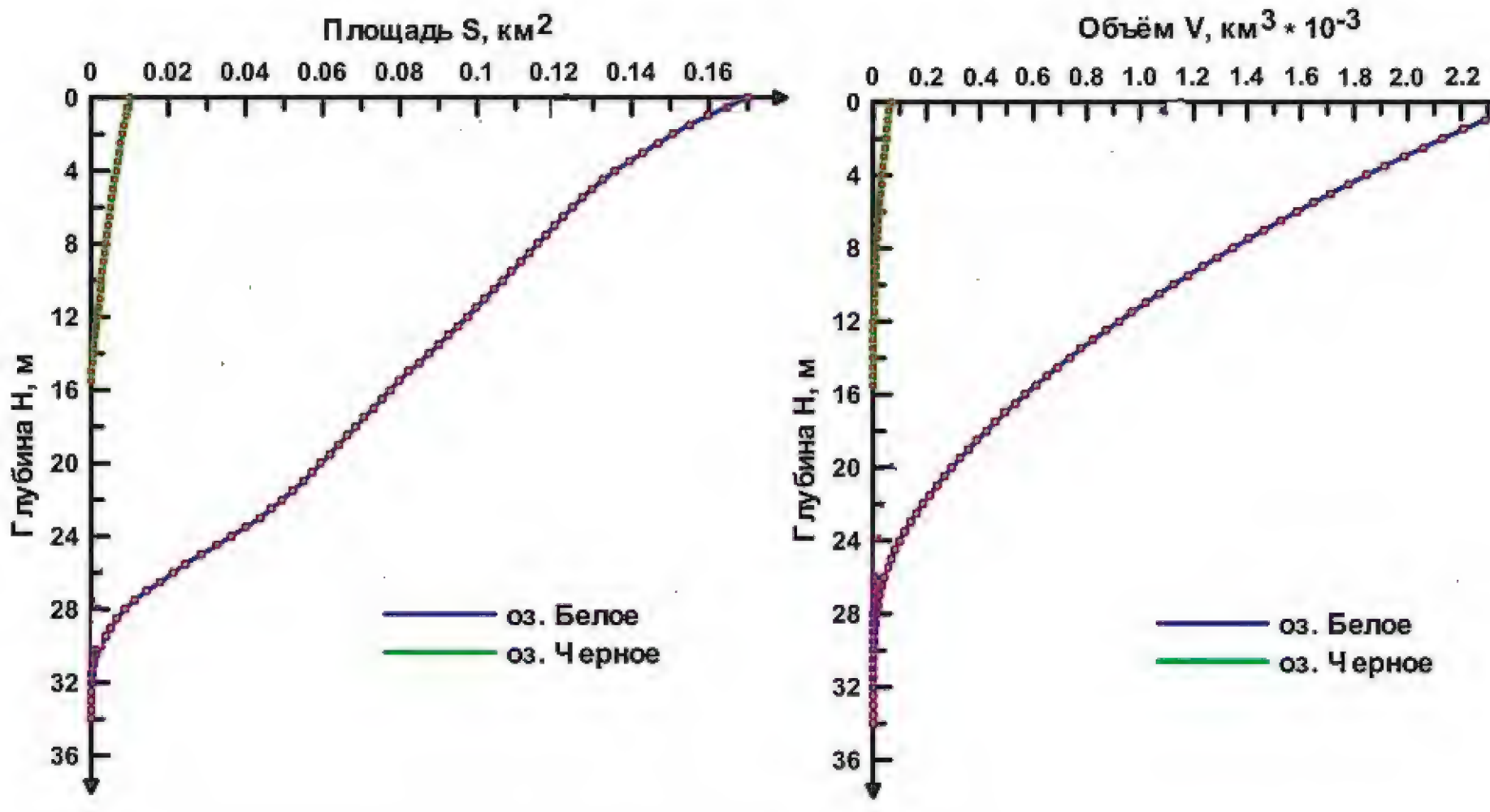

Рис. 5. Батиграфические и объемные кривые озер
Fig. 5. Batigraphic and volumetric curves of lakes

так и уклонов малых озёр, что, несомненно, полезно для изучения озерных процессов, зарастания водоемов, организации наблюдений, лимнологической типизации и прогнозирования большинства процессов в озерах [Науменко, 2015]. Значения уклонов изученных озер очень большие по сравнению с уклонами дна, например, Ладожского озера [Науменко, 2013]. На склонах с углами более 5° возможны движения по склону, сползание придонных взвешенных веществ. На разрезах глубин озер Белое и Черное представлено распределение глубин озер вдоль линии разреза (рис. 6). Все разрезы построены по направлению с севера на юг.

Анализ разрезов озер Белое и Черное (рис. 7) показывает, что оз. Белое имеет две впадины: одну более глубокую (более 30 метров), и одну с меньшими глубинами (около 25 метров). Черное имеет одну ярко выраженную впадину, которая подтверждает его конусообразную форму котловины, максимальная глубина впадины чуть более 15 метров. Озера, находясь очень близко друг от друга, сильно различаются, имеют разные значение уклонов и разные формы котловин. Для более наглядного представления формы котловин озер можно использовать их трехмерные модели. Трехмерная модель оз. Белого представлены на рисунке 8. Цифровые трехмерные модели озерных котловин важны для изучения генезиса озёр и сравнения форм котловин озёр.

Поверхностные пробы донных отложений

Для адекватной реконструкции любых палеолимнологических данных необходимо знать современное состояние тех компонентов природной среды, динамику которых мы изучаем. Для озер наиболее адекватным источником современного состояния растительности, диатомовых комплексов, содержания металлов, фосфора и т.д. являются поверхностные пробы донных отложений. С

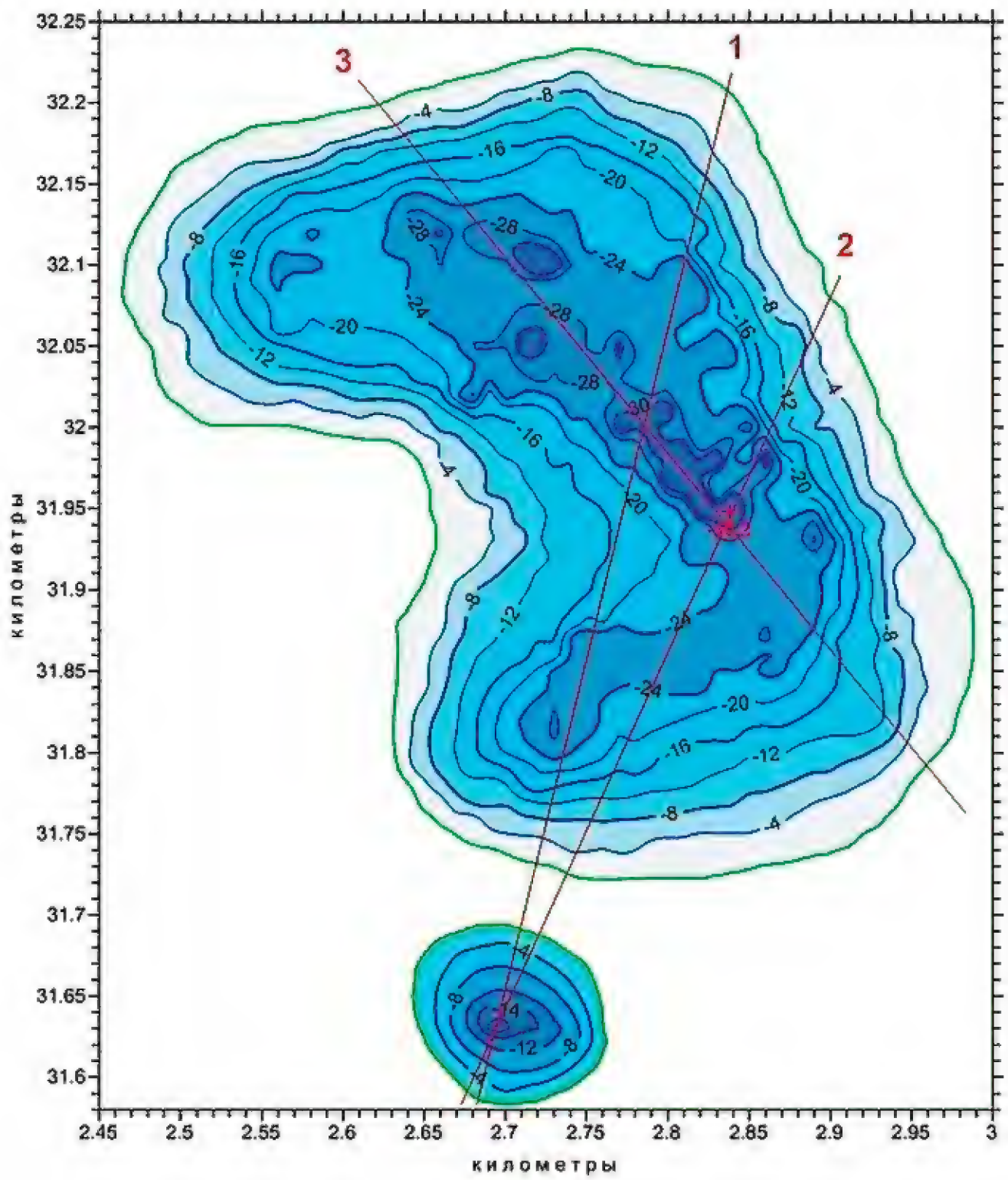

Рис. 6. Месторасположение разрезов на карте распределения глубин озер Белое и Черное
Fig. 6. The location of the sections on the map of the depth distribution of the lakes Beloye and Chernoye

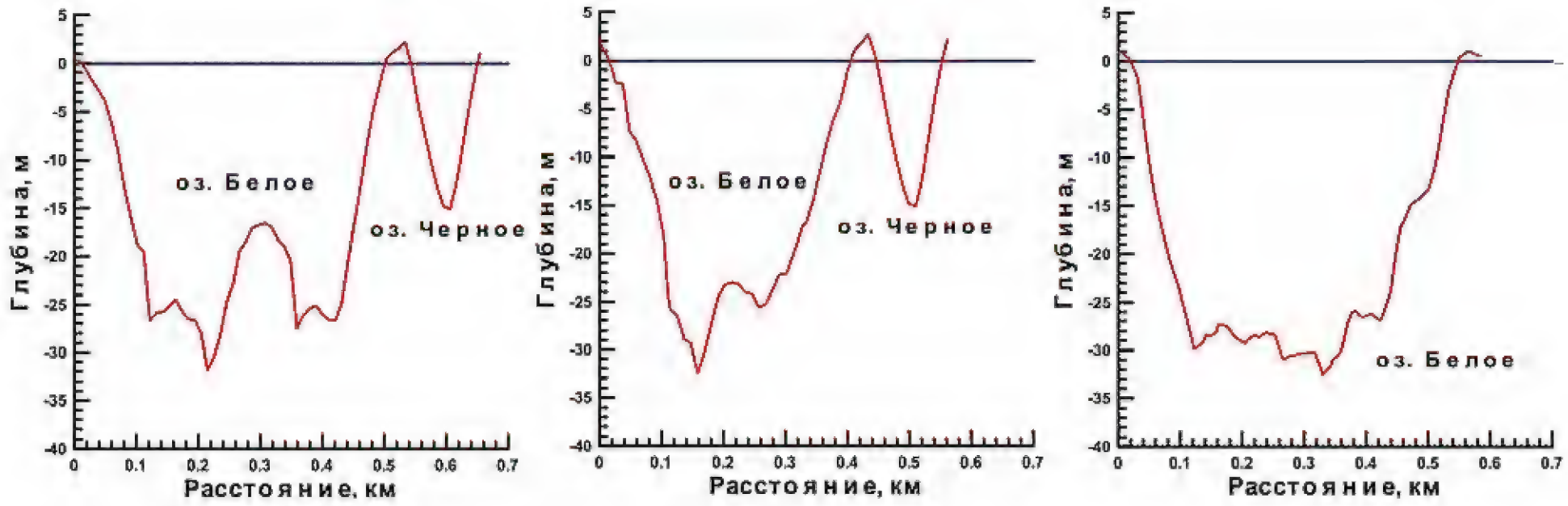

Рис. 7. Совмещенные разрезы озер Белое и Черное
Fig. 7. Combined sections of the lakes Beloye and Chernoye

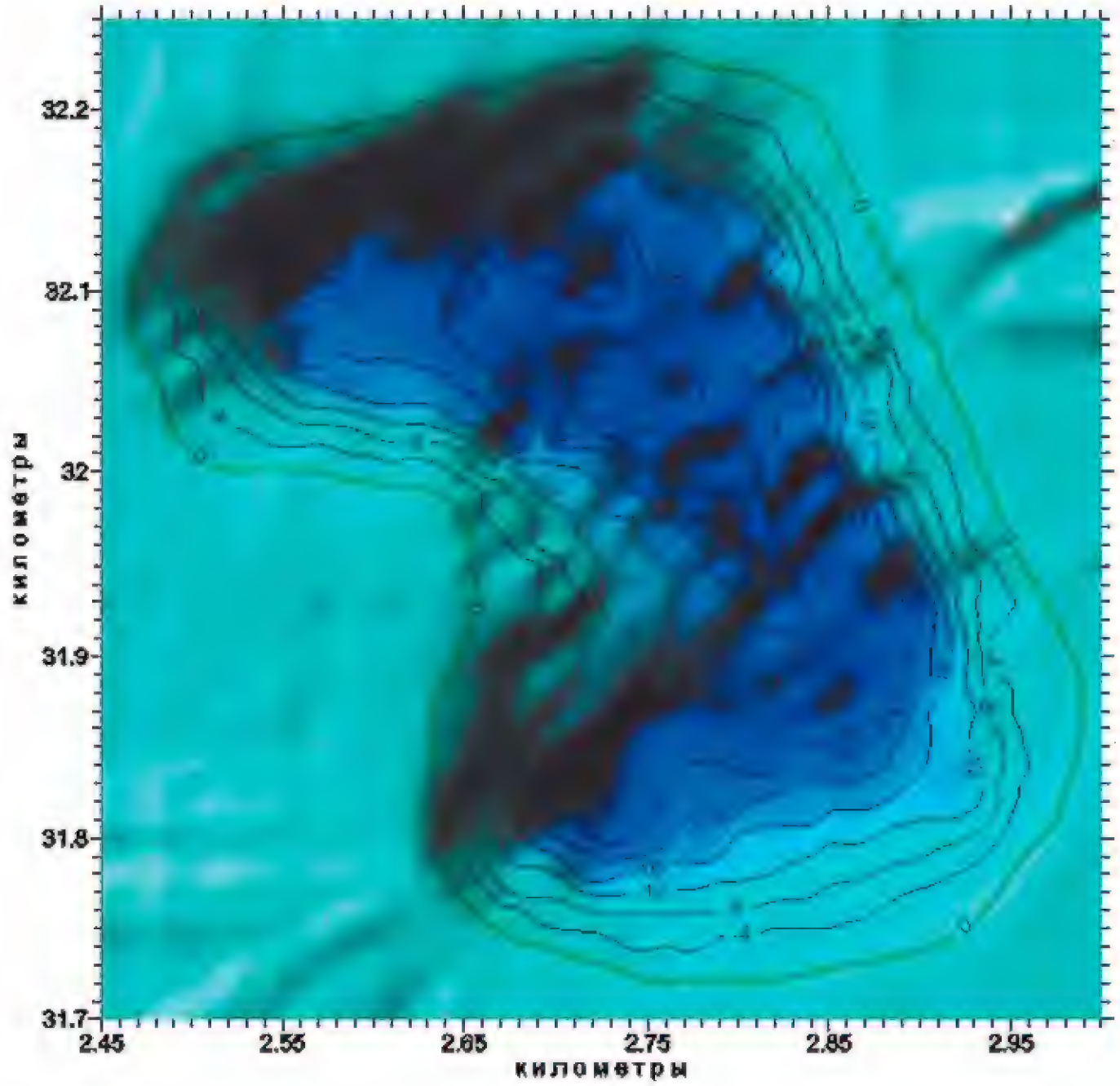

Рис. 8. Трехмерная модель оз. Белого
Fig. 8. Three-dimensional model of the Lake Beloye

целью получения источника современного состояния при палеолимнологических исследованиях на обоих изучаемых озерах отобраны поверхностные пробы. На оз. Белом отобраны три поверхностные пробы в южной части озера с глубины 5,5 м, северной с глубины 9,4 м и центральной с глубины 2,3 м. На оз. Черном поверхностная проба отобрана с глубины 3,5 м. Все пробы изучены с помощью палинологического, диатомового анализов, а также выполнен анализ содержания металлов и фосфора.

С помощью ***палинологического анализа*** изучены четыре пробы (рис. 9). **Проба 1** отобрана с глубины 5,5 м в южной части оз. Белого. В ней

отмечена самая низкая концентрация пыльцы и спор, что связано со значительным содержанием песка в пробе. Однако количество зерен в пробе все равно значительно. Процент древесных пород составляет 85%, среди которых преобладает пыльца сосны. Здесь отмечен самый высокий процент сосны среди всех проб – 55%. Процент пыльцы ели составляет 13%, древесной березы 7%. Это единственная проба, в которой не обнаружено пыльцы *Betula nana.* Пыльца ольхи составляет здесь самый высокий процент среди всех проб. *Alnus incana* – 3,2%, *Alnus glutinosa* – 6,4%.

Пыльца трав не отличается разнообразием. Их процент составляет 7,2%. Преобладает пыльца злаков и осок. Процент спор самый высокий среди всех проб – 8%. Отмечены *Polypodiaceae, Equisetum, Sphagnum* и *Dicranum.* **Проба 2** отобрана с глубины 2,3 м в центре озера. В ней отмечена самая высокая концентрация пыльцы и спор среди всех проб. Содержание пыльцы древесных пород 86%. Процент пыльцы сосны снижается до 41% за счет увеличения содержания пыльцы ели до 24%. Более значительно здесь и количество пыльцы березы – 16%. Отмечена пыльца ольхи, дуба, лещины, ивы. Процент трав невелик (6,7%), но их состав более разнообразен. Максимальные значения также принадлежат пыльце осоковых и злаков. Определена пыльца водных и прибрежно-водных растений *Typha latifolia, Sparganium.* Только здесь отмечена пыльца вересковых. Споры составляют 7%. Значителен процент *Bryales* и *Polypodiaceae*. Отмечается, помимо встречающихся во всех пробах *Equisetum* и *Sphagnum,* здесь отмечены *Dicranum* и *Lycopodium annotinum.* Только в этой пробе определены водоросли *Pediastrum miticum*. **Проба 4** отобрана в северной части озера Белого с глубины 9,4 м. Общая концентрация пыльцы очень высокая. Содержание пыльцы древесных пород 85%, что совпадает с процентом древесных пород в пробе 1. Содержание пыльцы сосны составляет 53%, ели – 27%. Здесь отмечен самый низкий процент пыльцы березы – 1,2%, карликовой березки – 0,5%, а также самое большое разнообразие пыльцы древесных пород. Встречена пыльца ольхи и широколиственных, среди которых определена пыльца липы, дуба и вяза. Пыльца трав составляет, так же, как и спор 7,6%. Среди трав доминирует пыльца осоковых (3,7%). Отмечено значительное количество рудеральных видов *Rumex, Plantago, Artemisia, Chenopodium* и другие. Определена и пыльца водных растений *Nuphar lutea, Sparganium*. Среди спор отмечены *Bryales, Polypodiaceae*, *Equisetum* и *Sphagnum.* **Проба 3** отобрана в центральной части оз. Черного с глубины 3,5 м. Общая концентрация пыльцы достаточно высокая. Процент пыльцы древесных пород составляет

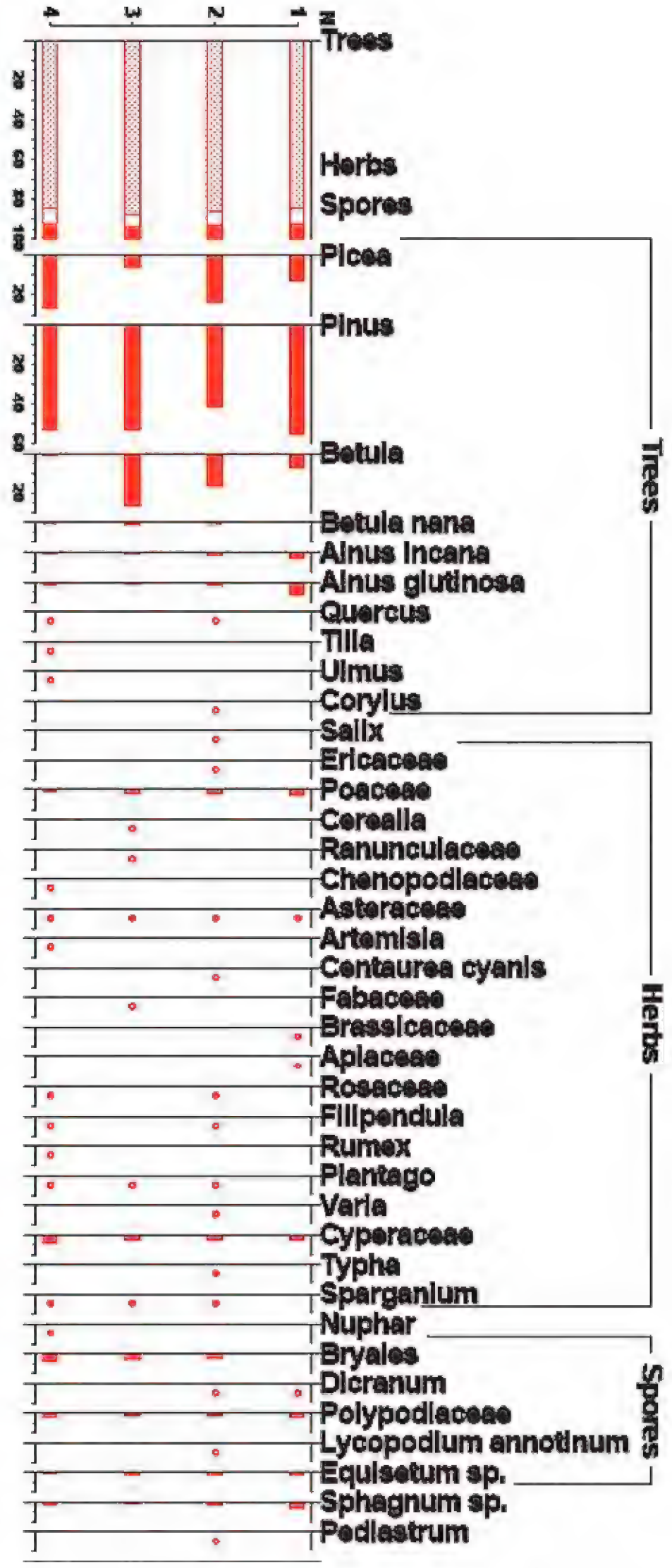

Рис. 9. Спорово-пыльцевая диаграмма поверхностных проб озер Белого и Черного. Слева указаны номера проб.

Fig. 9. Pollen diagram of surface samples from lakes Beloye and Chernoye. Sample numbers are shown on the left.

87,4%. При этом содержание пыльцы сосны составляет 53%, березы 26%. Пыльцы ели отмечено очень незначительное количество по сравнению

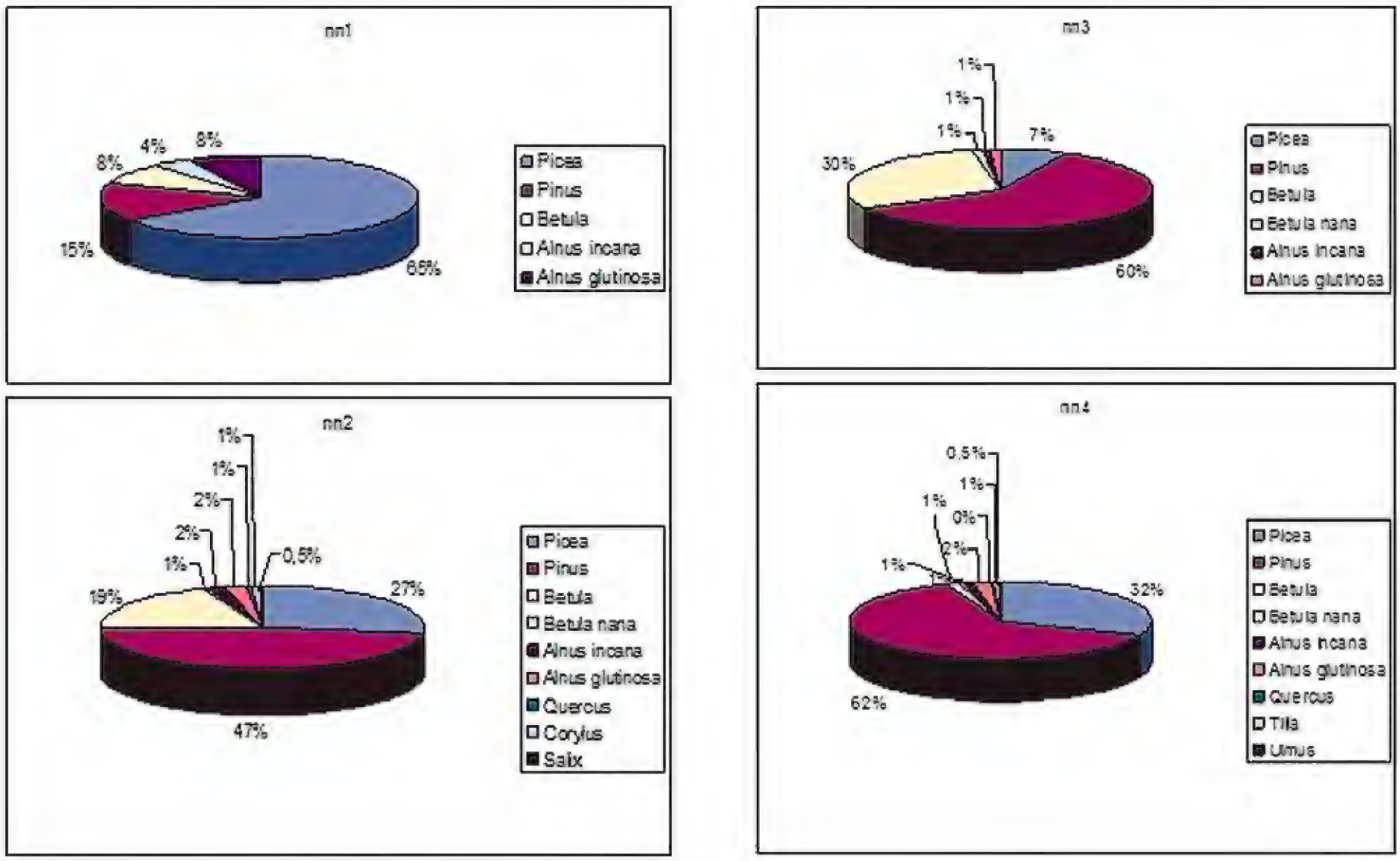

Рис. 10. Процентное содержание пыльцы древесных пород в поверхностных пробах озер Белого и Черного
Fig. 10. Percentage of tree pollen in surface samples from lakes Beloye and Chernoye

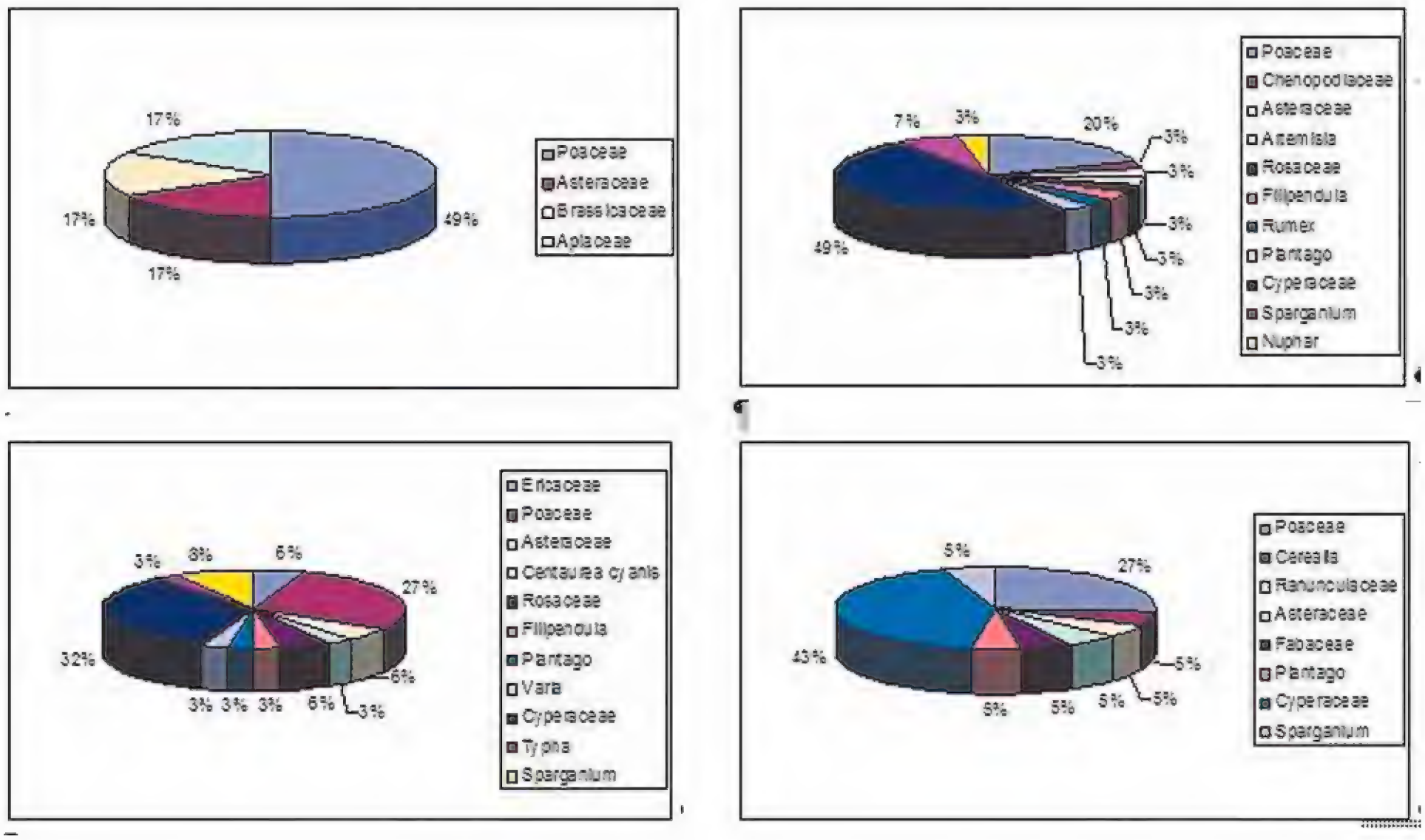

Рис. 11. Процентное содержание пыльцы трав в поверхностных пробах озер Белого и Черного
Fig. 11. Percentage of herbs pollen in surface samples from lakes Beloye and Chernoye

с поверхностными пробами озера Белого – 6%. Также среди древесных отмечена пыльца ольхи и карликовой березки. Пыльца трав составляет 6,5%. Пыльца трав практически всех отмеченных таксонов встречается единично, кроме пыльцы осоковых и злаков, которые по-прежнему доминируют среди пыльцы травянистых пород. Здесь определена пыльца не только рудеральных видов, но и культурных злаков. Среди водных растений определена пыльца *Sparganium*. Споры составляют 6%. Отмечены споры тех же растений, которые преобладают и в пробах озера Белого.

Проведенный анализ показал во всех пробах абсолютное доминирование древесных пород, среди которых основную роль играют сосна, ель и береза. Однако процентное соотношение этих древесных пород меняется. В основном это касается ели и березы. Разница процентного содержания пыльцы ели меняется в диапазоне от 6 до 27% (рис. 10). Особенно низкий процент отмечен в оз. Черном, а самый высокий в северной части оз. Белого. Содержание пыльцы березы наоборот очень незначительно в северной части озера Белого – 1,2% и самых высоких значений (26%) в озере Черном. Везде в небольших количествах отмечается ольха как *Alnus incana*, так и *Alnus glutinosa*. Пыльца широколиственных пород отмечена в небольших количествах только в двух пробах оз. Белого в его центральной и северной частях. Среди трав во всех изученных пробах преобладают осоковые и злаки (рис. 11). Пыльца рудеральных видов отмечена везде кроме южной части озера Белого, где она могла просто не сохраниться из-за неблагоприятных условий захоронения. Характер осадка в пробе этой части озера, опесчаненный ил, свидетельствует об активной гидродинамике, что плохо отражается на отложении пыльцы. Антропогенный характер травянистого покрова подчеркивает наличие *Cerealia, Centaurea cyanis, Rumex, Plantago. Artemisia, Chenopodium* и других трав, которые также в данном случае могут рассматриваться, как рудеральные растения, т.к. они характерны для нарушенных почвенных покровов.

В результате можно сделать вывод о преобладании за последние годы на о. Хачин сосновых лесов. Значительную разницу в соотношении ели и береза на озерах Белое и Черное, расположенных рядом, можно объяснить локальным распространением по берегам оз. Черного сохранившихся ельников и практически их отсутствием по берегам оз. Белого. Высокий процент березы на оз. Белом может косвенно указывать на вырубки коренных сосновых и еловых лесов.

Полученные данные свидетельствуют об антропогенном характере травяного покрова, т.к. отмечен значительный процент пыльцы трав, характерные для несформированных или нарушенных почв. Наличие пыльцы *Cerealia* одновременно с сорными травами говорит о развитии земледелия на водосборе озера Черного. Водные и прибрежно-водные растения, отмеченные везде, кроме южной части озера Белого, указывают на небольшое зарастание берегов обоих озер. Отмечены в основном виды растений, стебли и корни которых могут достигать довольно значительных глубин до 2–3 метров. В целом, сопоставляя результаты изучения поверхностных проб с растительным покровом, распространенным в настоящее время на о. Хачин, можно утверждать, что поверхностные пробы донных отложений озер Белое и Черное адекватно отражают современный растительный покров водосбора изучаемых озер.

Диатомовые водоросли определены в 3-х поверхностных пробах из оз. Белого. Диаграммы относительного содержания основных таксонов диатомей и экологических групп, выделенных на основе работ Давыдовой [Давыдова, 1985] и Ван Дама [van Dam et al., 1994], а также рассчитанное соотношение «цисты Chrysophyceae: диатомеи» [Zeeb & Smol, 2001], приведены на рисунке 12. Всего в составе диатомовых комплексов изученных поверхностных проб обнаружено 112 видов и внутривидовых таксонов диатомей, включая sp и cf, преимущественно относящихся к родам *Achnanthes*, *Fragilaria* и *Navicula*.

В пробе, отобранной с глубины **2,3 м**, отмечено 63 вида и внутривидовых таксона диатомей. Доминирует обрастатель *Fragilaria pinnata* (24%), субдоминантами (5–10%) являются обрастатели *F. construens* и *F. brevistriata*, планктонная *Aulacoseira humilis*, донная *Navicula aboensis*. В числе «обычных» видов (1–5%) отмечены обрастатели *F. construens, F. lapponica*, *Cymbella silesiaca*, донные *Amphora* cf *fogediana*, *Diploneis* cf *parma*, *Navicula arvensis*, *Stauroneis anceps*, *Navicula radiosa*, планктонные *Aulacoseira islandica* и *Cyclotella radiosa*, и др. (всего 15 таксонов). По способу существования доминируют обрастатели (55%), следующими по численности являются обитатели донного субстрата (35%) и планктонные диатомеи (10%). По отношению к pH наиболее многочисленны алкалифилы и нейтрофилы; по отношению к трофности – «олиго-гиперэвтрофные» (способные обитать в широком диапазоне трофических условий) и «мезо-эвтрофные» диатомеи; по отношению к сапробности – β-мезо- и олигосапробы.

В пробе, отобранной с глубины **5,5 м**, отмечено 47 видов и внутривидовых таксонов диатомей. Наибольшей относительной численности здесь также достигает обрастатель *F. pinnata*, однако ее содержание снижается до 17%; со-доминантом

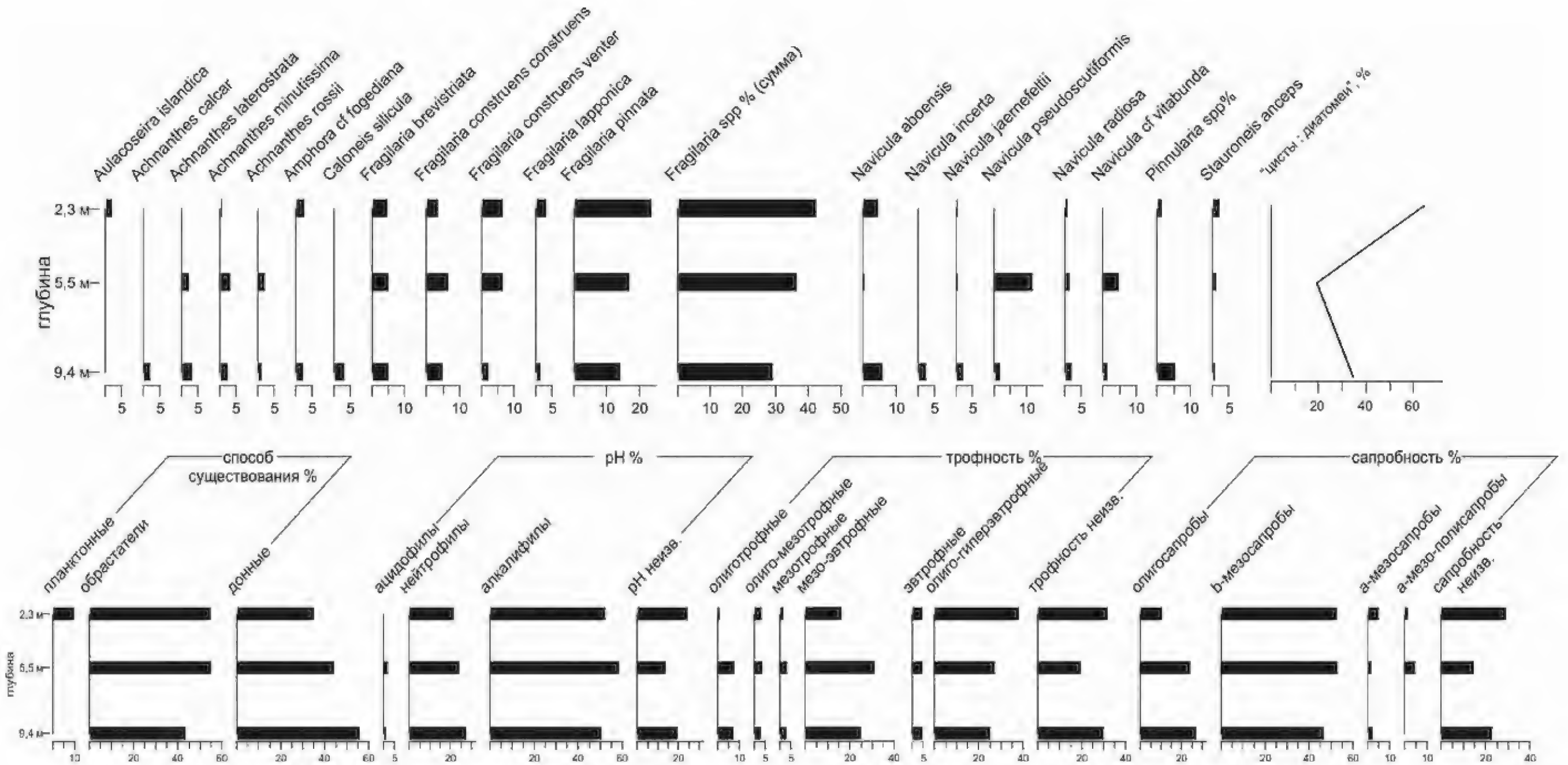

Рис. 12. Диатомовая диаграмма относительного содержания основных таксонов диатомей, экологических групп, и соотношение «цисты Chrysophyceae : диатомеи» в поверхностных пробах донных отложений оз. Белого

Fig. 12. Diatom diagram of the relative content of the main taxa of diatoms, ecological groups, and the ratio of «Chrysophyceae cysts: diatoms» in the surface samples of lake sediments of the Lake Beloye

является донная *Navicula pseudoscutiformis* (12%). В число субдоминантов входят обрастатели *F. construens* et var. *venter*, *F. brevistriata* и донная *Navicula* cf *vitabunda*. С численностью от 1 до 5% отмечаются обрастатели *Achnanthes minutissima*, *A. laterostrata*, *A. rossii*, *A. pusilla*, и донные *Navicula subrotundata*, *N. minima*, *N. absoluta*, *N. radiosa*, *Stauroneis anceps* и др. (всего 20 таксонов). По способу существования доминируют обрастатели (55,5%), следующими по численности являются обитатели донного субстрата (44,5%). Планктонные диатомеи не отмечались. По отношению к pH наиболее многочисленны алкалифилы и нейтрофилы; по отношению к трофности преобладают «мезо-эвтрофные» диатомеи, за которыми следуют «олиго-гиперэвтрофные» виды. По отношению к сапробности, как и в пробе с глубины 2,3 м, преобладают β-мезосапробы, при этом численность олигосапробов заметно возрастает. В пробе, отобранной с глубины **9,4 м**, отмечено 52 вида и внутривидовых таксона диатомей. Доминирующие виды представлены обрастателем *F. pinnata* (14%) и донной *N. aboensis* (12%). В число субдоминантов входят обрастатели *F. brevistriata*, *F. construens* и *Achnanthes laterostrata*. С численностью от 1 до 5% отмечаются донные *Caloneis silicula*, *Pinnularia mesolepta*, *Navicula* cf *incerta*, *Amphora* cf *fogediana*, *Gyrosigma spencerii*, *Navicula jaernefeltii*, *N. pseudoscutiformis*, обрастатели *A. minutissima*, *A. calcar*, *F. construens* var. *venter* и др. (всего 26 таксонов). По способу существования доминируют донные диатомеи (56%), следующими по численности являются обрастатели (44%), планктонные диатомеи не отмечены. По отношению к pH наиболее многочисленны алкалифилы и нейтрофилы; по отношению к трофности в равных количествах отмечаются «мезо-эвтрофные» и «олиго-гиперэвтрофные» диатомеи; по отношению к сапробности – β-мезо- и олигосапробы.

Изученные пробы поверхностного слоя донных отложений, несмотря на разную глубину отбора, характеризуются значительным сходством как видового состава диатомовых комплексов в целом, так и состава доминантов, субдоминантов и сопутствующих («обычных») видов. Это свидетельствует о том, что условия формирования современных (субфоссильных) диатомовых комплексов с глубиной изменяются незначительно. Однако некоторые различия все же существуют. В первую очередь обращает на себя внимание тот факт, что планктонные диатомеи отмечены лишь в пробе с глубины 2,3 м. Отсутствие этой экологической группы в других поверхностных пробах не говорит о том, что диатомовые водоросли отсутствуют в составе фитопланктона оз. Белого. По всей вероятности, из-за их низкой численности они не отмечались лишь в пределах выборки из определенного числа видов. В изученной колонке донных отложений также отмечается крайне низкое содержание планктонных диатомей, что позволяет предполагать существование, как в прошлом, так и в настоящее время, условий, неблагоприятных для массового развития данной группы организмов. Тот факт, что наиболее высокие значения соотношения «цисты : диатомеи» (64%) также отмечены в пробе с глубины 2,3 м, по-видимому, объясняется тем, что на мелководье более значительную долю цистообразующих золотистых водорослей, возможно, составляют обитатели перифитона. Важно также отметить увеличение с глубиной, как содержания, так и видового разнообразия донных диатомей при сокращении численности обрастателей. В частности, в пробе, отобранной с глубины 9,4 м, отмечается появление / увеличение содержания таких видов донных диатомей, как *C. silicula*, *Diploneis boldtiana*, *Amphora ovalis*, *A. pediculus*, *Pinnularia* spp. Это может быть связано с тем, что по мере увеличения глубины, изменяется характер субстрата обитания бентосных диатомей. Таким образом, на большей глубине складываются более благоприятные условия для видов, свободно обитающих на поверхности и в поверхностном слое донных отложений.

Исходя из особенностей состава субфоссильных диатомовых комплексов оз. Белого, можно сделать следующее заключение об его современном состоянии. Доминирование бентосных диатомей во всех изученных пробах указывает на доступность субстрата для колонизации. Преобладание обрастателей в пробе с глубины 2,3 м очевидно связано с обилием макрофитов, образующих сплошной пояс вдоль берегов на мелководье. Благоприятные условия для массового развития обитателей погруженного и донного субстрата, отмечаемого на глубинах 5,5 м и 9,4 м, по-видимому, связаны с высокой прозрачностью водной толщи. Прозрачность воды в озере Белом очень высокая. Вероятно, это обусловлено слабым развитием фитопланктона и низким содержанием взвешенного и растворенного органического вещества, что связано как с невысокой биологической продуктивностью самого водоема, так и с малой площадью водосборного бассейна. С другой стороны, повышенная теневыносливость многих видов донных диатомей дает возможность им развиваться и в условиях дефицита освещенности при хорошей обеспеченности биогенами. Крайне низкое содержание диатомей планктона (отмеченных лишь в одной из изученных проб), вероятно, указывает на дефицит биогенных элементов, и соответственно, невысокий трофический статус водоема. Косвен-

ным подтверждением тому могут являться сравнительно высокие значения соотношения «цисты: диатомеи», характерные для водоемов, бедных биогенными элементами, поскольку в таких условиях золотистые водоросли более успешно конкурируют с диатомовыми за растворенный кремнезем. В условиях благоприятного светового режима (высокой прозрачности), бентосные диатомеи имеют конкурентное преимущество по сравнению с планктонными, за счет дополнительного поступления биогенных элементов от субстрата, в первую очередь, донного, в поверхностной части которого особенно интенсивно происходит преобразование органического вещества в неорганическое. Таким образом, высокая относительная численность «олиго-гиперэвтрофных» видов может объясняться способностью представителей данной группы массово развиваться независимо от уровня трофности. В свою очередь, обилие «мезо-эвтрофных» диатомей, приуроченных к определенным трофическим условиям, связано с тем, что подавляющее большинство видов этой группы относится к свободно живущим в донном субстрате, и таким образом имеющих лучшую обеспеченность биогенными элементами. Следовательно, более высокий трофический статус водоема, реконструируемый на основе трофических предпочтений бентосных диатомей, не всегда соответствует реальному уровню трофности. Что касается активной реакции среды, то по данным диатомового анализа ее можно охарактеризовать как нейтральную-слабощелочную. Доминирование видов-алкалифилов в составе субфоссильных диатомовых комплексов очевидно в значительной степени отражает pH придонного слоя водной толщи. По данным предыдущих исследований [Закуленков и Назаров, 1967] активная реакция в оз. Белом изменялась от нейтральной у берега до слабокислой на глубине 18 м. Диатомовые комплексы, аккумулирующиеся в поверхностном слое донных отложений, представляют интегрированную характеристику состояния водного объекта за определенный период (обычно 1–5 лет, а при низкой скорости осадконакопления – до первых десятков лет). Это усредняет и сглаживает сезонные изменения, а также изменения, связанные с кратковременными либо «точечными» воздействиями. Таким образом, отмечаемое различие измеренного показателя pH и величин, реконструированных по данным диатомового анализа, может быть обусловлено изменениями среды, произошедшими за последние 50 лет. Кроме того, единичный замер гидрохимических параметров не всегда оказывается репрезентативным, поскольку его результаты во многом обусловлены спецификой метеорологических, гидродинамических и прочих условий на момент его выполнения.

Содержание фосфора в поверхностных пробах донных отложений, отобранных в трех различных частях оз. Белого, существенно разнится, при этом доля органического фосфора (OP) в них примерно одинаковая – 24–28% от содержания общего фосфора (TP) (табл. 4)

Результаты изучения колонок донных отложений озер

Кроме поверхностных проб с помощью комплексного анализа изучены колонки донных отложений из озер Белого и Черного. Отбор донных отложений проводился в разных частях озер (до 6 точек). Колонки донных отложений в оз. Белом удалось отобрать лишь в прибрежной части оз. Белого (максимальная глубина отбора кернов 3,5 м) в связи с большими уклонами дна. Колонки донных отложений в оз. Черном отбирались по всему озеру. Выполнено литологическое описание всех отобранных кернов (рис. 13, 14), что позволило получить общую картину и мощность озерных отложений к каждому из озер.

С помощью ***палинологического анализа*** изучена колонка донных отложений оз. Белого. Результаты отражены на процентной спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 15). За 100% принята сумма древесных, травянистых пород и спор. Общая концентрация пыльцы по всему разрезу высокая. Абсолютно доминирует по всему разрезу пыльца древесных пород. Помимо пыльцы и спор определялись непыльцевые палиноморфы, такие как зеленые водоросли, устьица растений, фитолиты, остатки фауны. Во всех образцах, кроме нижнего и верхнего прослоя песка, отмечены устьица древесных растений. Фитолиты в нижней части разреза встречаются резко, их присутствие

Таблица 4. Содержание форм фосфора в поверхностных осадках донных отложений оз. Белого.

Станция	Район озера	Глубина, м	IP	OP	TP	OP/TP, %
			мг P $г^{-1}$			
ПП 1	южный	5,5	0,882	0,334	1,216	27
ПП 2	центральный	2,3	3,558	1,103	4,661	24
ПП 4	северный	9,4	2,366	0,903	3,268	28

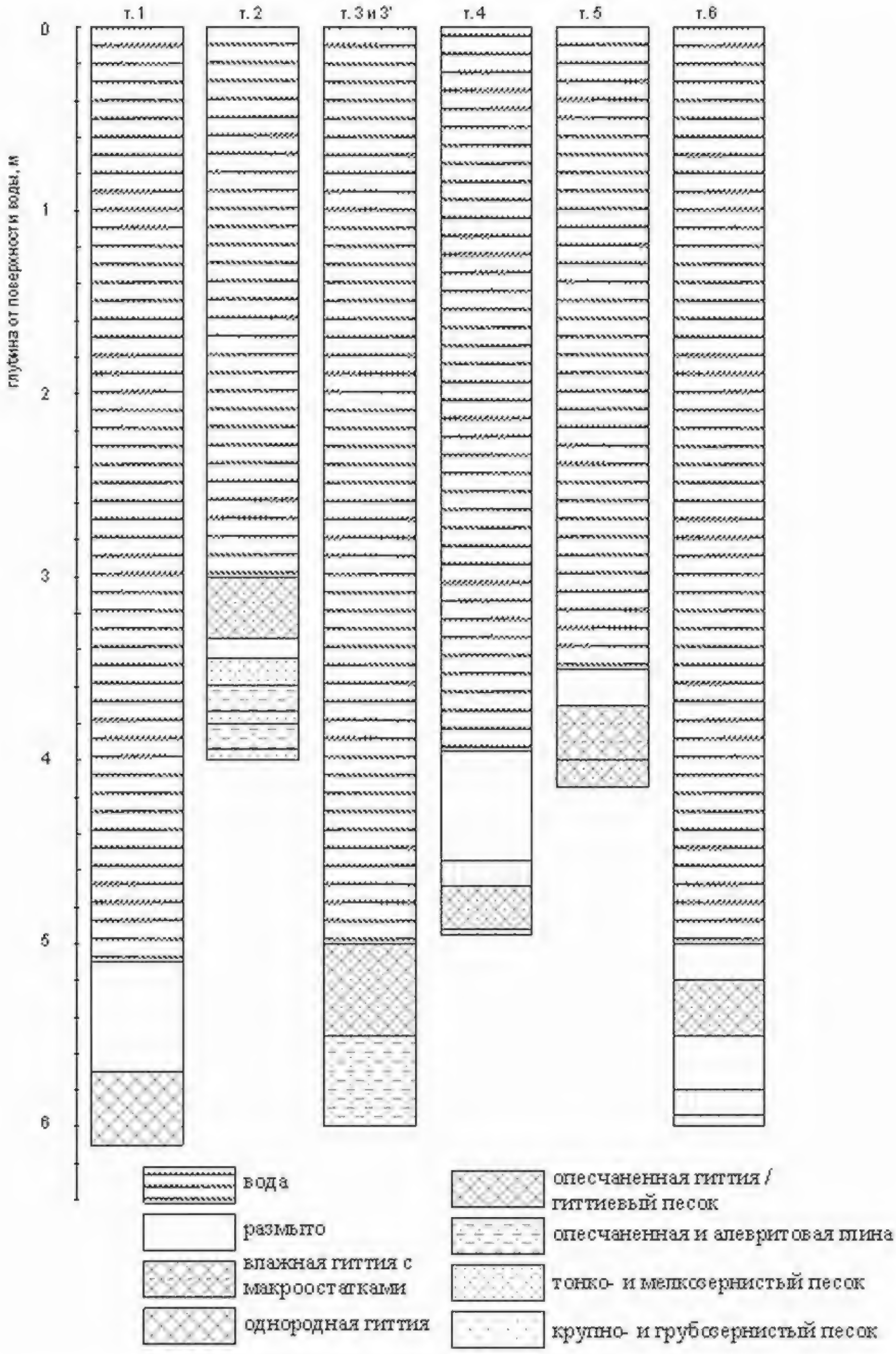

Рис. 13. Литостратиграфия донных отложений оз. Белого
Fig. 13. Lithostratigraphy of lake sediments of the Lake Beloye

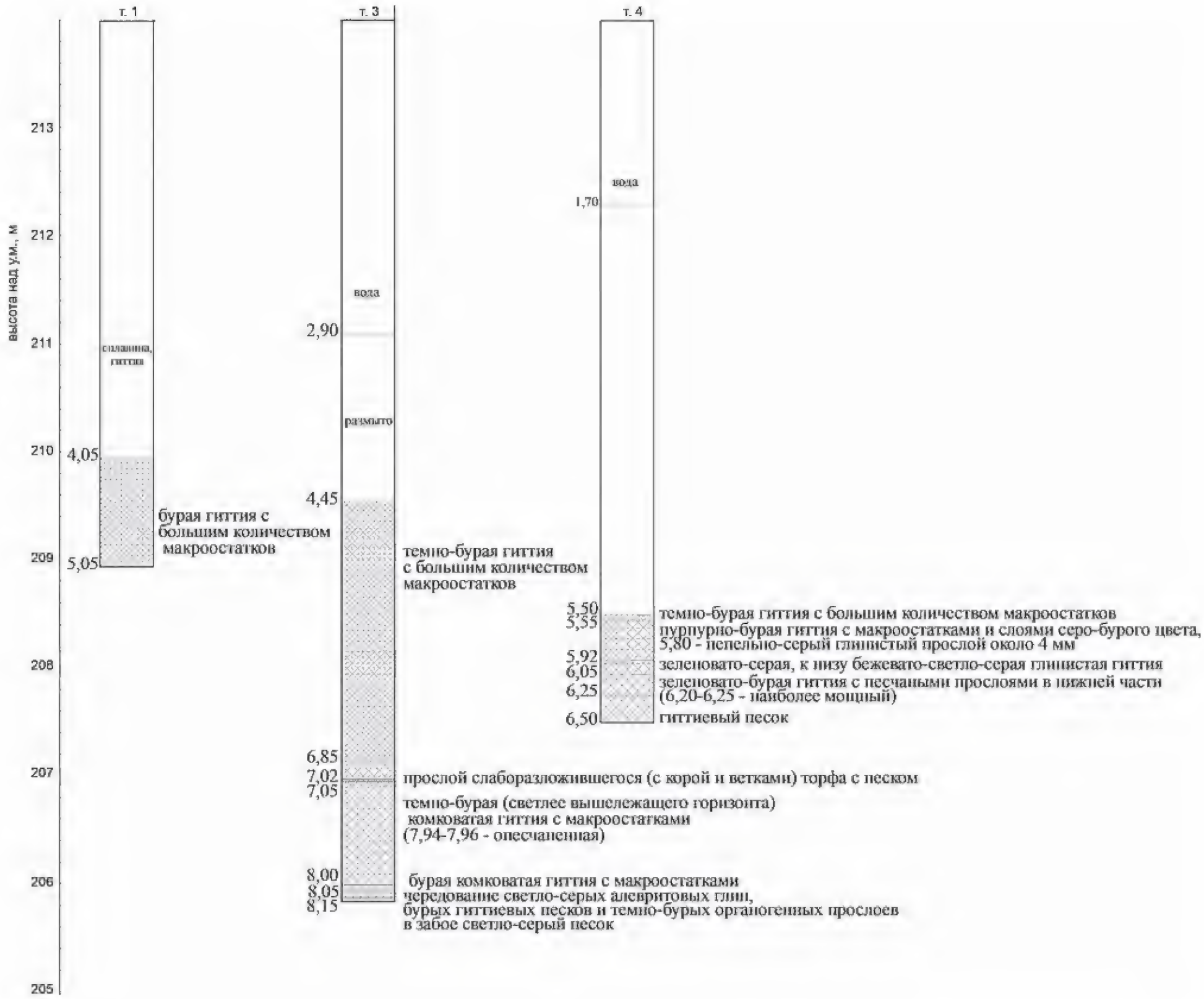

Рис. 14. Литостратиграфия донных отложений оз. Черного
Fig. 14. Lithostratigraphy of lake sediments of the Lake Chernoye

становится постоянным и увеличивается в верхней половины разреза. Остатки фауны встречаются практически во всех изученных образцах, в небольших количествах внизу и, увеличиваясь в верхней части разреза. По результатам спорово-пыльцевого анализа выделено 4 палинозоны:

Палинозона 1 (400–415 см). Общая концентрация пыльцы в течение зоны меняется, однако остается высокой от 175 до 420 пыльцевых зерен. Процент пыльцы древесных пород составляет 90–98%., трав – 1–8% и спор – до 4%. Среди древесных преобладает пыльца сосны (до 67%) и березы (до 39%). Периодически встречается пыльца ивы и карликовой березки. Среди травянистых преобладает пыльца злаков и осоковых. В небольших количествах периодически отмечается пыльца *Chenopodiaceae, Artemisia, Ranunculacea, Fabaceae, Brassicaceae, Apiaceae, Filipendula, Plantago.* Среди спор здесь, как и по всему разрезу преобладают папоротники. Споры представлены также *Bryales, Sphagnum, Equisetum.* Единично отмечена пыльца *Lycopodium annotinum.* Определены также водоросли *Botryoccoccus brauni.* Еще один представитель зеленых водорослей *Pediastrum kawraiskyi* отмечен только в начале зоны. Здесь же отмечен *Coelastrum microporum.*

В этот период распространены сосновые и березовые леса. Периодически отмечаются травы, характерные для несформированных почв. Обычно такая растительность появляется по берегам озер и морей, когда вода отступает, что может свидетельствовать о постоянных колебаниях уровня озера на протяжении формирования донных отложений палинозоны 1. Климат был прохладным и влажным.

Палинозона 2 (393–400 см). Общая концентрация пыльцы высокая, около 360–400 зерен.

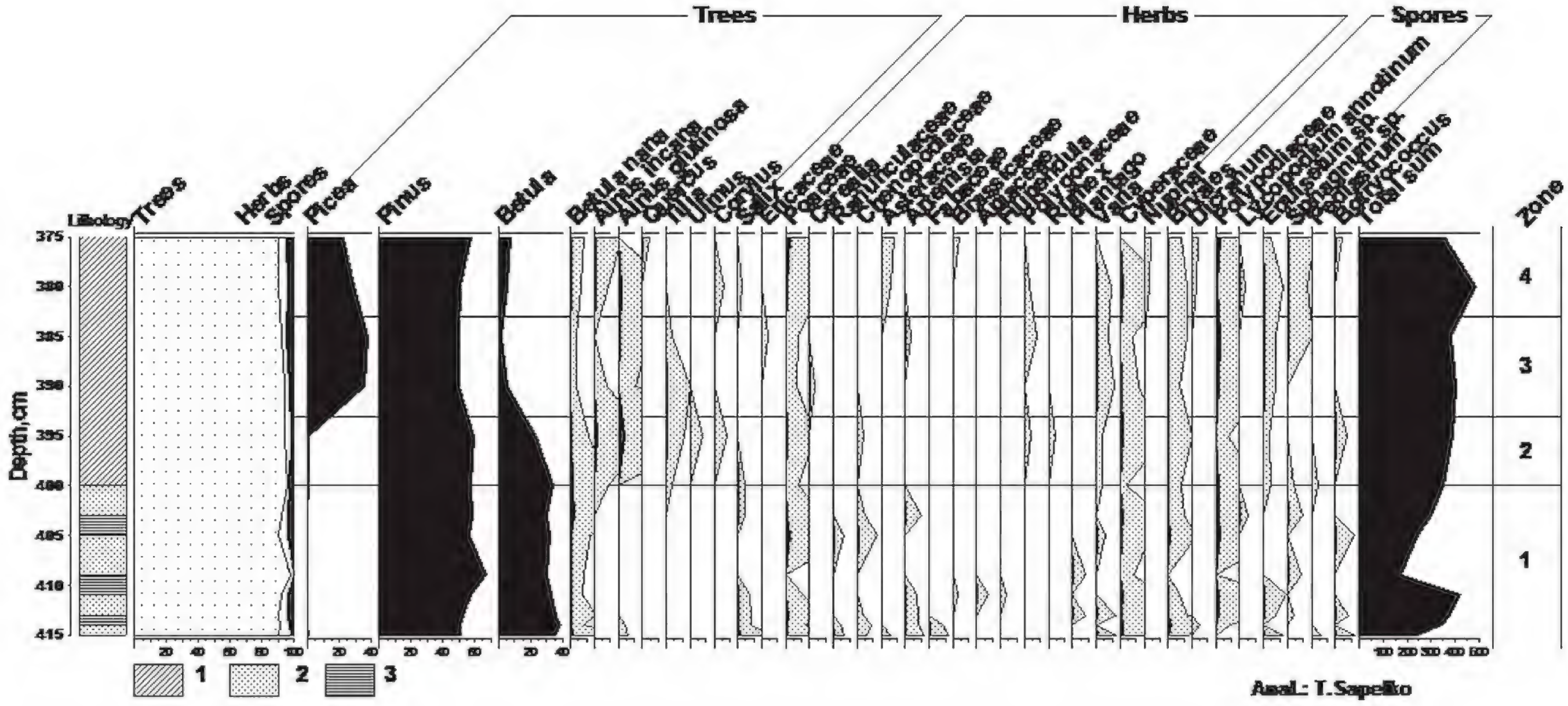

Рис. 15. Спорово-пыльцевая диаграмма оз. Белого. Условные обозначения: 1 – бурая гиттия; 2 – песок; 3 – черная гиттия
Fig. 15. Pollen diagram of the Lake Beloye. Legend: 1 – brown gyttja; 2 – sand; 3 – black gyttja

Процент пыльцы древесных пород достигает 95%, спор – до 3%. Древесные породы представлены все также пыльцой сосны (около 60%). Содержание пыльцы березы немного сокращается (24–34%). Появляется пыльца ели и ольхи. В начале появляется пыльца *Alnus incana*, а затем и *Alnus glutinosa.* Впервые появляется и пыльца широколиственных пород, среди которых постоянно встречается пыльца липы и вяза. Отмечена пыльца лещины, продолжает периодически появляться пыльца ивы. Содержание пыльца *Betula nana* немного увеличивается и продолжает составлять непрерывную кривую. Процент и разнообразие пыльцы трав сокращается. Процентное содержание не превышает 4%. Преобладает пыльца осоковых. Постоянно в небольших количествах встречается пыльца злаков. Отмечена также пыльца *Chenopodiaceae, Polygonaceae и Rumex.* Среди спор преобладают *Polypodiaceae*. В начале зоны вновь появляется, а потом исчезает *Pediastrum kawraiskyi.* Затем появляется *Botryoccoccus brauni*.

В это время немного меняется состав лесов. Основную роль играют сосновые леса, площадь распространения березняков сокращается. Важную роль в древостое стали играть термофильные породы липа, вяз, лещина. По берегам озера появляются заросли ольхи. Климат становится теплее.

Палинозона 3 (383–393 см). Общая концентрация пыльцы сохраняет высокий процент. Процент пыльцы древесных немного снижается (92–94%) за счет небольшого роста содержания спор (до 5%). Продолжает доминировать пыльца сосны, хотя ее процент снижается до 50% за счет резкого увеличения содержания пыльцы ели (до 38%). Резко уменьшается процент пыльцы березы и составляет всего 2–5%. Снижается, но остается постоянным содержание пыльца *Betula nana.* При том, что пыльца *Alnus glutinosa* отмечается постоянно, пыльца *Alnus incana* к концу зоны исчезает. Из широколиственных пород продолжает встречаться пыльца липы. Пыльца трав составляет всего около 2–2%, что является самым низким процентом содержания пыльцы травянистых пород по разрезу. Отмечена пыльца *Cyperaceae, Poaceae, Polygonaceae, Artemisia*. Впервые появляется пыльца *Ericaceae*. Также впервые единично отмечена пыльца *Cerealia*. Споры представлены *Polypodiaceae, Bryales, Equisetum и Sphagnum.* Зеленые водоросли в этой палинозоне исчезают совсем.

Вновь меняется лесная доминанта. При все еще широком распространении сосновых лесов появляются ельники и занимают значительные площади на территории водосборного бассейна озера. Из термофильных пород в качестве примеси остается липа. Сомкнутый покров лесов не позволяет развиваться травам. Поэтому состав трав довольно беден. Климат становится прохладнее.

Палинозона 4 (375–383 см). Общая концентрация пыльцы увеличивается почти до 500 зерен и является максимальной по разрезу. Процент пыльцы древесных пород еще немного снижается до 90%. Процент трав и спор немного увеличивается и примерно составляет по 4–5%. Среди древесных по-прежнему преобладает пыльца сосны, процент которой немного возрастает (51–58%). Содержание пыльцы ели снижается (23–30%). Процент пыльцы березы немного увеличивается (до 8%), растет и процент пыльцы карликовой березки. Среди древесных постоянно встречается пыльца ольхи. Единично появляется пыльца лещины и дуба. Отмечена пыльца ивы. Среди трав встречается пыльца *Poaceae, Asteraceae, Cyperaceae, Polygonaceae, Brassicaceae.* Впервые отмечена пыльца водных растений *Nuphar luteum*. Среди спор отмечены *Polypodiaceae, Bryales, Sphagnum, Equisetum.* Впервые появляется *Dicranum*. В конце зоны вновь появляются водоросли *Botryoccoccus brauni.*

Площадь распространения еловых лесов сокращается. Преобладают сосновые боры. Примесь дуба и лещины свидетельствуют о смешанном характере лесов. Увеличение распространения березы и ольхи свидетельствует о распространении мелколиственных вторичных лесов. Климат становится холоднее и суше.

Первый изученный этап развития оз. Белого (***палинозона 1***) связан с формированием черной гиттии и прослоями песка. Переслаивание происходит на протяжении бореального периода. Растительность водосборного бассейна представляла собой сосновые боры на песчаных возвышенностях и березовые леса в периодически затопляемых низинах. Климат был довольно прохладным. Потепление климата привело к развитию смешанных и широколиственных лесов (***палинозона 2***). Условия развития озерной экосистемы становятся более стабильными. Начали формироваться бурые органогенные гиттии. Озеро окружают ольшаники. Появление культурных злаков может служить признаком начала земледелия на о. Хачин. Период относится к атлантике. Дальнейшее похолодание климата (***палинозона 3***) привело к сокращению широколиственных и широкому распространению еловых лесов. Описанные изменения происходили в суббореальный период. Затем изменения климата (***палинозона 4***) были связаны с похолоданием и снижением влажности. В результате еловые леса начали вытеснять сосновые. Распространение вторичных мелколиственных лесов связано с дея-

тельностью человека. Это было время формирования современных ландшафтов, которое можно отнести к субатлантическому периоду.

Выполнен также ***диатомовый анализ*** колонки донных отложений оз. Белого. Параллельно со створками диатомей подсчитывались другие кремнистые микрофоссилии – цисты золотистых водорослей *Chrysophyceae*, фитолиты (кремнистые образования, формирующиеся в тканях наземных растений), спикулы губок (рис. 16). В нижней части изученной колонки, в слое опесчаненной гиттии с песчаными прослоями (интервал 4,15–3,85 м) кремнистые микрофоссилии практически отсутствуют, за исключением случайных находок цист хризофитов и фитолитов. Единичные створки пресноводных планктонных и бентосных диатомовых водорослей отмечаются в отдельных горизонтах верхней части опесчаненной гиттии и нижней части гиттии с макроостатками. Концентрации каждой из групп кремнистых микрофоссилий не превышает здесь 10–12 тыс. в 1 г сухого осадка.

Лишь верхние горизонты изученной колонки (3,85–3,70 м) оказались достаточно насыщенными створками диатомей. Здесь преобладают бентосные виды, составляющие до 98% от общего числа таксонов. Среди обрастателей преобладают представители рода *Fragilaria* (*F. construens* et var. *venter*, *F. pinnata* и др.). По отношению к pH эти виды являются алкалифилами. По отношению к трофности *F. construens* et var. *venter* являются преимущественно мезо-эвтрофными, тогда как *F. pinnata* способна массово развиваться в широком диапазоне трофических условий. Отмечаются также многочисленные представители рода *Achnanthes*, суммарная относительная численность которых превосходит 10%, при этом численность отдельных видов не превышает 1–1,5%. Донные диатомеи представлены преимущественно родом *Navicula*. Среди них преобладает *N. pseudoscutiformis* (15–26%), для интервала 3,85–3,75 м характерны также *N. aboensis* и *N. jaernefeltii*. Эти виды являются алкалифилами, при этом последние два характерны для олиготрофных – слабомезотрофных водоемов, тогда как первый отмечается в условиях более высокой трофности. Из планктонных диатомей отмечаются виды *Aulacoseira* spp, из которых наиболее высокую численность имеет *A. humilis*, характерная для низкоминерализованных вод со слабокислой – слабощелочной реакцией среды. Концентрация створок диатомей в осадках рассматриваемого интервала превышает 6 млн, а в верхней пробе (3,75–3,70 м) достигает 12 млн в 1 г сухого осадка. Важно отметить также высокое содержание цист хризофитов (4–7 млн) и фитолитов (ок. 5 млн), которое в последнем случае, однако, несколько снижается в направлении верхней границы интервала. Отмечаются также высокие значения соотношения «цисты : диатомеи».

Поскольку образцы из верхней части органогенного осадка отобрать не удалось, был выполнен диатомовый анализ поверхностного слоя донных отложений (наилка), взятого с глубины 2,3 м с целью сравнения современного состава диатомовых комплексов и с таковым из верхней (изученной) части колонки. В целом поверхностная проба (рис. 16) и верхняя часть колонки донных отложений характеризуются сходным видовым составом. Однако соотношение наиболее массовых видов здесь несколько меняется. Так, немного возрастает численность диатомей планктона, в составе которых отмечаются также Aulacoseira islandica и Cyclotella radiosa, однако доминируют бентосные диатомеи (90%). Значительно увеличивается содержание обрастателя F. pinnata (>20%). В свою очередь столь многочисленная в колонке донных отложений бентосная N. pseudoscutiformis, не представлена в поверхностном слое. Напротив, соотношение «цисты : диатомеи» в слое наилка достигает максимальных значений. По своим экологическим характеристикам в поверхностной пробе доминируют диатомеи – обитатели слабощелочных олиго-мезотрофных водоемов.

Полученные результаты позволяют сделать следующее заключение об условиях формирования диатомовых комплексов оз. Белого. На начальном этапе в рассматриваемой части водоема существовали условия, неблагоприятные для аккумуляции всех групп кремнистых микрофоссилий. Особенности строения нижней части колонки донных отложений указывают на осадконакопление в обстановках значительных колебаний уровня водоема, в результате чего на мелководье чередовалось накопление песчаного материала (в более мелководные периоды) и органогенного опесчаненного осадка (в периоды с более высоким уровнем). С другой стороны, поступление в этот период больших объемов аллохтонного минерального материала могло быть связано с активизацией эрозионных процессов на водосборе. В этом случае аккумуляции кремнистых микрофоссилий не благоприятствовали высокие скорости осадконакопления, способствовавшие «разбавлению» их концентрации в донных отложениях. Практически полное отсутствие створок диатомей, цист золотистых водорослей и фитолитов в нижней части органогенной толщи, вероятно, обусловлено по-прежнему высоким темпом осадконакопления, но в этом случае за счет поступления больших объемов автохтонной органики, о чем свидетельствует насыщенность гиттии макроостатками. Возможно, для этого этапа харак-

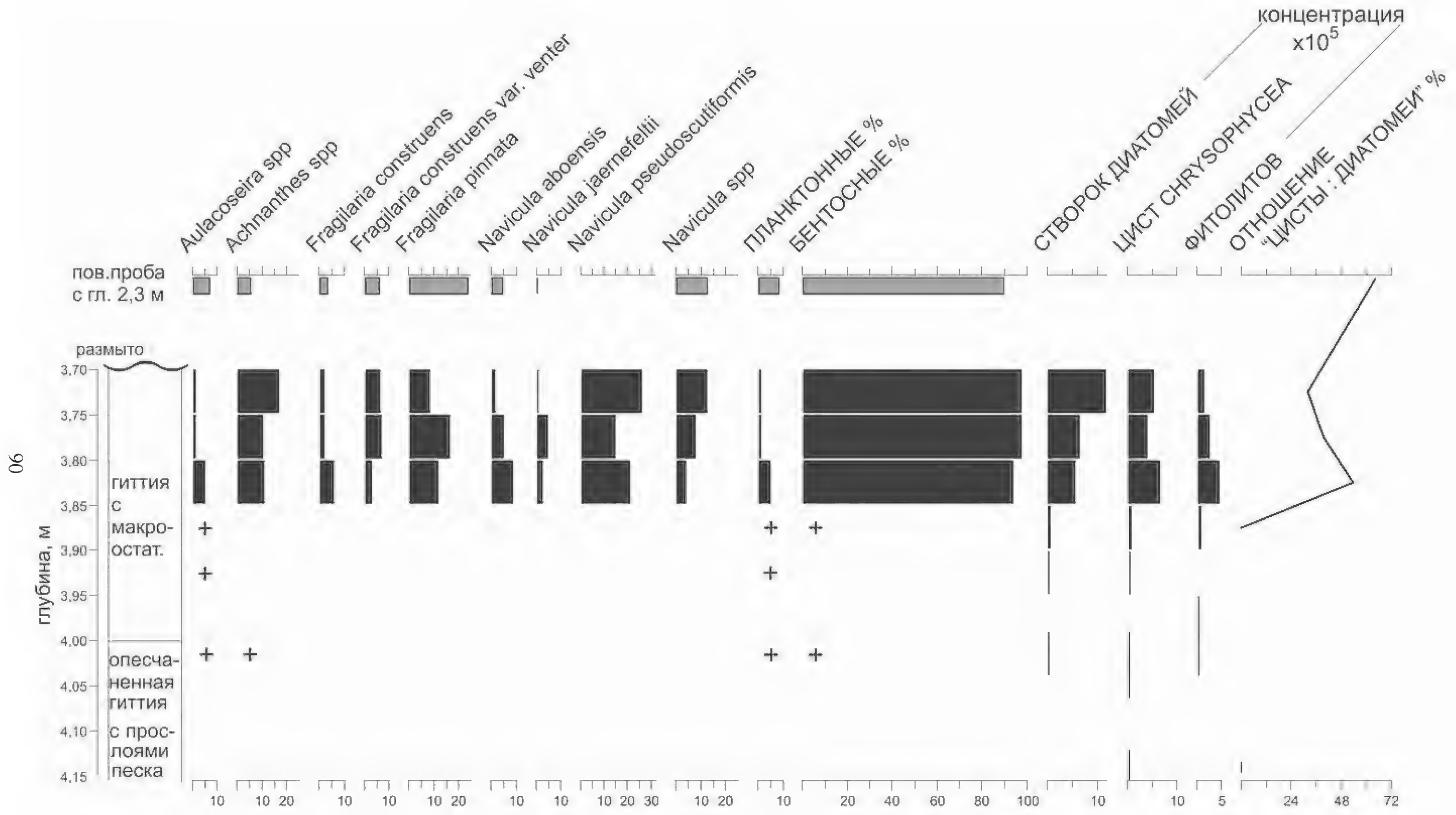

Рис. 16. Относительное содержание (%) основных таксонов диатомей, абсолютное содержание (в 1 г сухого осадка) створок диатомовых водорослей, цист хризофитов и фитолитов, и соотношение «цисты : диатомеи» в донных осадках оз. Белого.

Fig. 16. The relative content (%) of the main taxa of diatoms, the absolute content (in 1 g of dry sediment) of valves of diatoms, cysts of chrysophytes and phytoliths, and the ratio of «cysts : diatoms» in the lakes sediments of Lake Beloye.

терны активные процессы зарастания прибрежного мелководья.

Состав диатомовых комплексов в верхней части гиттии указывает на осадконакопление в условиях мелководья. Кроме того, доминирование диатомей бентоса указывает на доступность донного и погруженного субстрата для колонизации, что является следствием как сравнительно небольшой глубины, так и достаточной прозрачности водной толщи, что позволяет солнечной радиации достигать поверхности дна, обеспечивая тем самым возможность для фотосинтеза бентосных диатомей. Экологические характеристики доминирующих видов свидетельствуют об осадконакоплении в слабощелочных олиготрофных – олиго-мезотрофных условиях. На олиготрофные – слабомезотрофные условия указывают также высокие значения соотношения «цисты : диатомеи», поскольку в таких условиях золотистые водоросли более успешно конкурируют с диатомовыми за растворенный кремнезем [Zeeb, Smol, 2001]. Источником поступления фитолитов в озерную котловину являются почвы, где происходит их массовое накопление после отмирания частей наземных растений, в тканях которых они формируются. Таким образом, высокое содержание фитолитов в рассматриваемой части колонки донных отложений может объясняться их вымыванием из почв в результате эрозионных процессов на водосборе. Возможно, повышенной концентрации фитолитов способствовала также незначительная удаленность точки отбора от берега – источника их поступления. Сходство состава диатомовых комплексов из поверхностной пробы и верхней части колонки донных отложений свидетельствует о сходных условиях их формирования, и позволяет предположить незначительную разницу во времени их формирования (несколько десятков – первые сотни лет).

Анализ вертикального профиля ***содержания фосфора*** и соотношения его форм в донных отложениях оз. Белого позволяет оценить обеспеченность озерной экосистемы этим главнейшим биогенным элементом на разных этапах существования водоема, что, в свою очередь, является одним из важнейших факторов, определяющих его биологическую продуктивность в историческом аспекте. Общее содержание фосфора в исследованных пробах колонки донных отложений находится в диапазоне 0,832–2,187 мг Р $г^{-1}$ (здесь и далее расчет сделан на воздушно-сухую навеску – в.с.н.), т.е. превышает Кларк в осадочных породах (0,077%). Содержание неорганического фосфора составляет 0,555–2,084 мг Р $г^{-1}$, органического фосфора – 0,042–0,718 мг Р $г^{-1}$ (рис. 17). Судя по бурому цвету, верхний слой колонки осадка от поверхности раздела «вода – донные отложения» до глубины 4 м, представляющий собой гиттию, находится в окислительных условиях, где большая часть фосфора ассоциирована с железом. В значительной степени это фосфаты, сорбированные гелем гидроокиси железа (III). Поэтому, как видно из рисунка 4.3.14, вид концентрационного профиля неорганического фосфора в целом идентичен

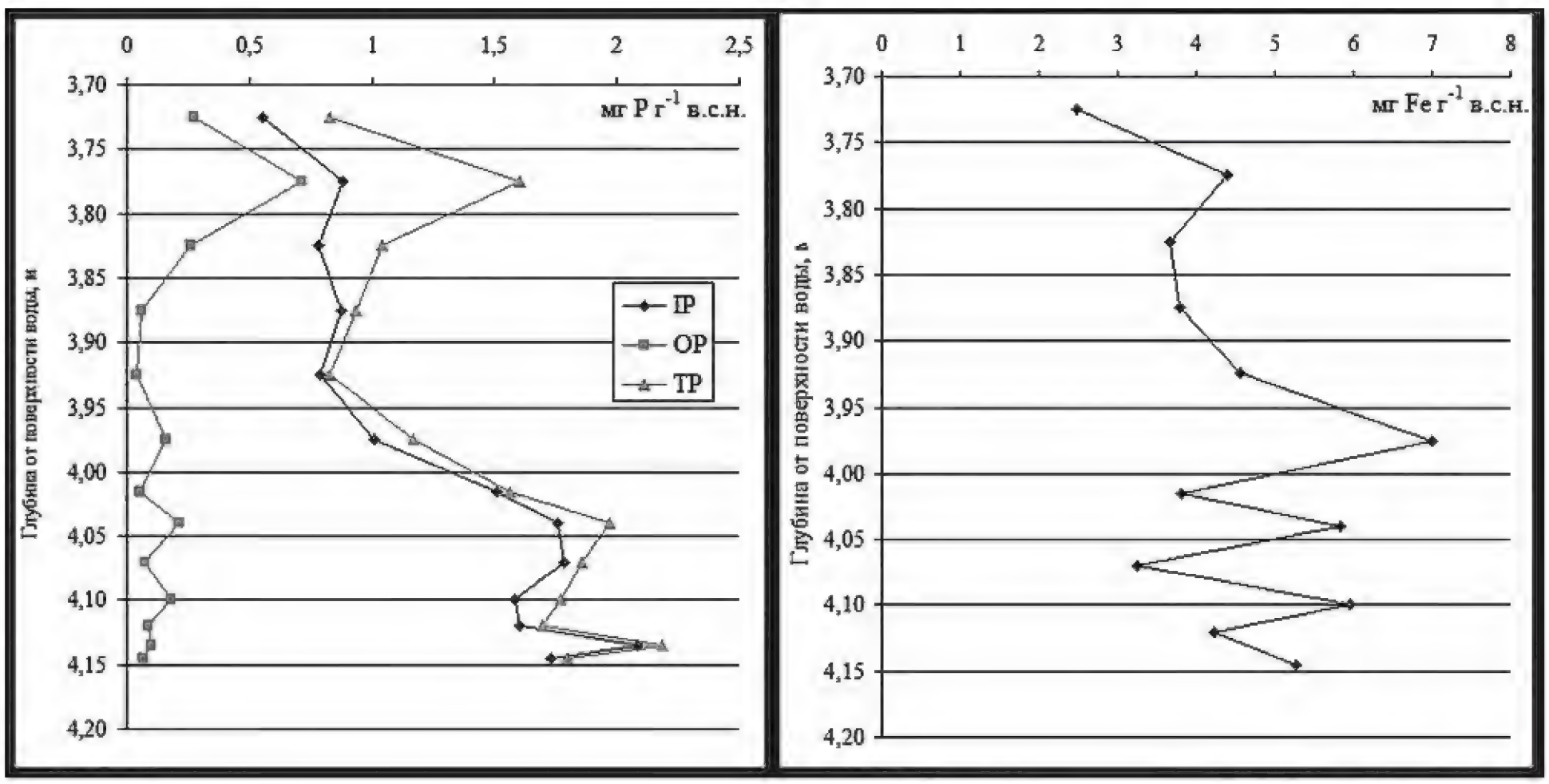

Рис. 17. Вертикальное распределение фосфора (а) и железа (б) в колонке донных отложений оз. Белого
Fig. 17. Vertical distribution of phosphorus (a) and Fe (b) in the lake sediments of the Lake Beloye

таковому для железа. Верхний 15-см слой осадка содержит значительно большее количество органического фосфора, при этом максимум лежит не в верхнем горизонте колонки осадка, а несколько глубже – в слое 3,75–3,80 м. Доля органического фосфора в верхних 10 см осадка составляет от 25 до 45% TP, тогда как в более глубоких слоях доля OP варьирует от 4–6% TP в песчаных слоях до 10–14% TP в тонкодисперсных осадках (прослои черной гиттии). Максимум относительного содержания органического фосфора (45%) находится в слое 3,75–3,80 м. Общее содержание фосфора (TP) в поверхностном слое донных отложений, расположенной вблизи места отбора колонки осадка, в 5,6 раза выше, чем в верхнем слое колонки, однако относительное содержание органического фосфора здесь ниже, чем в верхнем 10-см слое колонки осадка. Этот факт дает основание предположить, что условия современного осадконакопления претерпевали существенные изменения. Слой 3,75–3,95 м содержит примерно равное количество неорганического фосфора, при этом содержание органического фосфора с глубиной резко сокращается. Очевидно, основная часть фосфатов, образовавшихся в результате деструкции и минерализации органического вещества в толще осадка, удаляется из него в ходе восходящей диффузии в вышележащую водную толщу. Ниже слоя 3,90–3,95 м вновь отмечается рост содержания TP за счет соединений неорганического фосфора, достигающий максимума на верхней границе восстановленной зоны осадка, в слое 4,03–4,05 м. При этом максимум содержания железа лежит выше, в слое 3,95–4,00 м, т.е. на нижней границе окисленной зоны. В целом, рассматриваемый концентрационный профиль TP характеризуется тремя локальными максимумами, относящимися к тонкодисперсным осадкам (гиттии): в верхнем слое колонки осадка на глубине 3,75–3,80 м (бурая гиттия), под верхней границей восстановленной зоны (в слое 4,03–4,05 м – черная гиттия) и глубже, в слое восстановленной черной гиттии на глубине 4,13–4,14 м.

Прослои песка на глубине 4,05–4,09 м и 4,11–4,13 м, чередующиеся с прослоями черной гиттии, содержат практически столько же неорганического фосфора, как и соответствующие вышележащие слои гиттии, однако содержание органического фосфора в песках заметно ниже.

Колонки донных отложений озер Белого и Черного также изучены на предмет ***содержания металлов*** с целью динамики их содержания на протяжении длительного развития озер. Получены результаты по динамике таких металлов, как Al, K, Fe, Cu, S, Mn, Sr, Ba, V, Zn, Co, Ni, Cu и Pb. С целью разделения влияния природных и антропогенных факторов на озерные экосистемы и расчёта антропогенного влияния на основе комплексного палеолимнологического исследования проведена математическая обработка полученных данных [Сапелко и др., 2017]. Обработка проводилась по анализу динамики концентраций металлов в донных отложениях озера Ряды данных были разбиты на два периода: доиндустриальный, когда, предположительно, антропогенное загрязнение экосистемы озера практически отсутствовало, и на индустриальный. В результате мы получили природный фон содержания металлов для каждого из озер. Для ряда металлов в колонке донных отложений оз. Белого наблюдается превышение средних значений в индустриальный период над пиковыми значениями в период без антропогенного воздействия. К этим металлам относятся Ti, Mn, Fe, Co, Ba и V. Анализ повышений средних концентраций в антропогенный период таких элементов, как алюминий, магний, кремний, калий, кальций, стронций, цирконий и фосфор, дают оценку вероятности антропогенного воздействия для металлов кальций, кремний – менее чем 10%, стронций – до 70%. Результаты аналогичных расчетов для оз. Черного, расположенного в нескольких метрах от оз. Белого, позволяют провести сравнение полученных данных. Анализ содержания металлов в колонке донных отложениях оз. Черного показал, что содержание Cu, Ca, Mn, Mg, Ni, Cr, Cr, Co, Pb, Fe, Al, Si в донных отложениях оз. Черного существенно сократилось в индустриальном периоде. Концентрации всех изучаемых металлов в колонке донных отложений понизились от 28 до 91%. Для оз. Белого сокращение содержания было выявлено только для четырех элементов: Ni, Cr, Cu и Zn, причём сокращение это гораздо менее существенное для Ni (67% для оз. Черного и 26%).

Заключение

Первый изученный этап развития оз. Белого связан с формированием черной гиттии и прослоями песка. Переслаивание происходит на протяжении бореального периода. В это время существовали условия, неблагоприятные для аккумуляции всех групп кремнистых микрофоссилий. Осадконакопление происходило в обстановках значительных колебаний уровня водоема, в результате чего на мелководье чередовалось накопление песчаного материала (в более мелководные периоды) и органогенного опесчаненного осадка (в периоды с более высоким уровнем). В этот период отмечено повышенное содержание фосфора, причем, несмотря на то, что условия в это время существенно менялись, общее содержа-

ние фосфора при этом изменялось не более чем на 30%. Растительность водосборного бассейна представляла собой сосновые боры на песчаных возвышенностях и березовые леса в периодически затопляемых низинах. Климат был довольно прохладным.

Потепление климата привело к развитию смешанных и широколиственных лесов. Условия развития озерной экосистемы становятся более стабильными. Начали формироваться бурые органогенные гиттии. Практически полное отсутствие створок диатомей, цист золотистых водорослей и фитолитов в нижней части органогенной толщи, вероятно, обусловлено высоким темпом осадконакопления за счет поступления больших объемов автохтонной органики, о чем свидетельствует насыщенность гиттии макроостатками. Возможно, для этого этапа характерны активные процессы зарастания прибрежного мелководья. В это время отмечено наименьшее содержание фосфора, что связано с относительно стабильными условиям осадконакопления. Озеро окружают ольшаники. Появление культурных злаков может служить признаком начала земледелия на о. Хачин. Период относится к атлантике.

Дальнейшее похолодание климата привело к сокращению широколиственных и широкому распространению еловых лесов. Экологические характеристики доминирующих видов диатомовых водорослей свидетельствуют об осадконакоплении в слабощелочных олиготрофных – олиго-мезотрофных условиях. На олиготрофные – слабомезотрофные условия указывают также высокие значения соотношения «цисты : диатомеи», поскольку в таких условиях золотистые водоросли более успешно конкурируют с диатомовыми за растворенный кремнезем. Описанные изменения происходили в суббореальный период.

Затем изменения климата были связаны с похолоданием и снижением влажности. В результате еловые леса начали вытеснять сосновые. Распространение вторичных мелколиственных лесов связано с деятельностью человека. Что касается активной реакции среды, то по данным диатомового анализа ее можно охарактеризовать как нейтральную-слабощелочную. Доминирование видов-алкалифилов в составе субфоссильных диатомовых комплексов очевидно в значительной степени отражает pH придонного слоя водной толщи. Период характеризуется локальным максимумом содержания фосфора за счет относительно высокой доли фосфора органических соединений. Это было время формирования современных ландшафтов, которое можно отнести к субатлантическому периоду.

В результате проведенных исследований выполнена реконструкция истории двух карстовых озер на о. Хачин в северной части оз. Селигер. Особенности развития озер в голоцене связаны с их происхождением и морфометрическим особенностям котловин.

Исследование выполнено в рамках темы в рамках государственного задания ИНОЗ РАН – СПБ ФИЦ РАН по теме №0154-2019-0001.

Литература

Анучин Д.Н. Озера области истоков Волги и верховьев Западной Двины (по исследованиям 1894–1995 гг.). М., 1898. 54 с.

Бреховских В.Ф., Волкова З.В., Золотарева Н.С. Современное экологическое состояние оз. Селигер // Водные ресурсы, 1997, Т.24, № 3, с. 344–351.

Закуленков Л.Д., Назаров А.А. Озёра острова Хачин // Ученые записки Калининского пед. института, 1967, № 44, с. 85–98.

Давыдова Н.Н. Диатомовые водоросли – индикаторы природных условий водоемов в голоцене. Л.: «Наука», 1985. 244 с.

Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л., 1975. 278 с.

Константинов Е.А., Панин А.В., Карпухина Н.В., Бричева С.С., Борисова О.К., Нарышкина Н.Н., Гуринов А.Л., Захаров А.Л. Речное прошлое озера Селигер // Водные ресурсы, 2021, том 48, № 5, с. 481–491.

Косов В.И., Косова И.В. Экология озера Селигер, Тверь, 2001. 343 с.

Науменко М.А. Анализ морфометрических характеристик подводного рельефа Ладожского озера на основе цифровой модели // Известия РАН, серия геогр., 2013, №5, с.85–96.

Науменко М.А. Цифровые батиметрические модели озер – необходимый инструмент для изучения лимнических процессов // Моря, озёра и трансграничные водосборы России, Финляндии и Эстонии, часть 2, Петрозаводск, 2015, с.169–178.

Науменко М.А., Гузиватый В.В., Сапелко Т.В. Цифровые морфометрические модели малых озёр // Ученые записки РГГМУ, 2014, № 34, с. 26–32.

Никитинский Я.Я. О загрязнении водоемов общественного пользования стоками и отбросами кожевенных заводов // Труды Центр. ком. водоохр., 1927, вып. 6, с.183–205

Озерецковский Н.Я. Путешествие на озеро Селигер, СПб.: Тип. Имп. Акад. наук, 1817. 194 с

Сапелко Т.В., Игнатьева Н.В., Кузнецов Д.Д. Антропогенные и природные факторы развития Ладожского озера в позднем голоцене по данным комплексного анализа донных отложений // Сохраним природное и культурное наследие Ладожского озера. Сборник научных трудов, СПб, 2011, с. 170–181.

Сапелко Т.В., Игнатьева Н.В., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Терехов А.В., Корнеенкова Н.Ю., Гусева М.А., Шеманаев К.В. Диагностика антропогенных изме-

нений озерных экосистем европейской части России по палеолимнологическим данным // Биоиндикация в мониторинге пресноводных экосистем, СПб, 2017, с. 279–283.
Структура и функционирование геосистемы озера Селигер в современных условиях, СПб. 2004.
Труды Пресноводной биологической станции Императорского С.-Петербургского Общества естествоиспытателей, Том 1, 1901, 354 с.; Том 2., 1906. 372 с.
Шапоренко С.И., Шилькрот Г.С., Тихомирова А.В., Леонов А.В. Озеро Селигер – второй исток Волги // Природа, № 6, 2002, с.41–48.
Håkanson L., 1981. A manual of lake morphometry, Springer, Heidelberg. 78 pp.
Sapelko T., Shemanaev K., Kuznetsov D., Ignatieva N., Ludikova A. Paleolimnological approach to the separation of the effects of anthropogenic and natural factors on the lake ecosystems // Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, EGU2013-PREVIEW, 2013, EGU European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Austria, 07–12 April 2013.
Sapelko T., Kalińska Ed., Kuznetsov D., Naumenko M., Gałka M. Holocene history of the lake and forest island ecosystem at and around Lake Seliger (Russia, East European Plain) // International Journal of Earth Sciences (in press).
van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands // Netherlands J. of Aquat. Ecol., 1994, Vol. 28., № 1, p. 117-133.
Zeeb B.A., Smol J.P. Chrysophyte scales and cysts // Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds). Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3. Terrestrial, algal and siliceous indicators, Dordrecht – Boston – London: Kluwer Academic Publishers., 2001, p. 203–223
http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.aspa

Literature

Anuchin D.N. Lakes in the area of the sources of the Volga and the upper reaches of the Western Dvina (according to research in 1894–1995). M., 1898. 54 p.
Brekhovskikh V.F., Volkova Z.V., Zolotareva N.S. Modern ecological state of the Lake Seliger // Water Resources, 1997, Vol. 24, No. 3, p. 344–351
Zakulenkov L.D., Nazarov A.A. Lakes of the Khachin island. // Scientific notes of the Kalinin ped. Institute, 1967, no. 44, p. 85–98.
Davydova, N.N. Diatoms are indicators of the natural conditions of water bodies in the Holocene. L.: «Science», 1985, 244 p.
Kvasov D.D. Late Quaternary history of large lakes and inland seas of Eastern Europe. L., 1975, 278 p.
Konstantinov E.A., Panin A.V., Karpukhina N.V., Bricheva S.S., Borisova O.K., Naryshkina N.N., Gurinov A.L., Zakharov A.L. River past of Lake Seliger // Water Resources, 2021, volume 48, no. 5, p. 481–491.
Kosov V.I., Kosova I.V. Ecology of Lake Seliger, Tver, 2001, 343 p.
Naumenko M.A. Analysis of the morphometric characteristics of the underwater relief of Lake Ladoga on the basis of a digital model. Izvestiya RAN, geogr. Series, 2013, No. 5, pp. 85–96.
Naumenko M.A. Digital bathymetric models of lakes – a necessary tool for studying limnic processes // Seas, lakes and transboundary catchments of Russia, Finland and Estonia, part 2, Petrozavodsk, 2015, pp. 169–178.
Naumenko M.A., Guzivaty V.V., Sapelko T.V. Digital morphometric models of small lakes // Uchenye zapiski RSHMU, 2014, no. 34, p. 26–32.
Nikitinsky Ya.Ya. On the pollution of public water bodies with waste and waste from tanneries // Proceedings of the Center. com. vodoohr., 1927, Issue. 6, pp. 183–205
Ozeretskovsky N.Ya. Travel to Lake Seliger, St. Petersburg: Type. Imp. Acad. nauk, 1817. 194 p.
Sapelko T.V., Ignatieva N.V., Kuznetsov D.D. Anthropogenic and natural factors in the development of Lake Ladoga in the Late Holocene according to the data of a comprehensive analysis of bottom sediments // Preserve the natural and cultural heritage of Lake Ladoga. Collection of scientific papers, St. Petersburg, 2011, p. 170–181.
Sapelko T.V., Ignatieva N.V., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Terekhov A.V., Korneenkova N.Yu., Guseva M.A., Shemanaev K.V. Diagnostics of anthropogenic changes in lake ecosystems in the European part of Russia based on paleolimnological data // Bioindication in monitoring freshwater ecosystems, St. Petersburg, 2017, p. 279–283.
The structure and functioning of the geosystem of Lake Seliger in modern conditions, St. Petersburg. 2004.
Proceedings of the Freshwater Biological Station of the Imperial St. Petersburg Society of Naturalists, Volume 1, 1901, 354 p .; Volume 2., 1906. 372 p.
Shaporenko S.I., Shilkrot G.S., Tikhomirova A.V., Leonov A.V. Lake Seliger – the second source of the Volga // Nature, No. 6, 2002, pp. 41–48.
Håkanson L. 1981. A manual of lake morphometry, Springer, Heidelberg. 78 p.
Sapelko T., Shemanaev K., Kuznetsov D., Ignatieva N., Ludikova A. Paleolimnological approach to the separation of the effects of anthropogenic and natural factors on the lake ecosystems // Geophysical Research Abstracts, Vol. 15, EGU2013-PREVIEW, 2013, EGU European Geosciences Union General Assembly, Vienna, Austria, 07–12 April 2013.
Sapelko T., Kalińska Ed., Kuznetsov D., Naumenko M., Gałka M. Holocene history of the lake and forest island ecosystem at and around Lake Seliger (Russia, East European Plain) // International Journal of Earth Sciences (in press).
van Dam H., Mertens A., Sinkeldam J. A coded checklist and ecological indicator values of freshwater diatoms from the Netherlands // Netherlands J. of Aquat. Ecol., 1994, Vol. 28., № 1, p. 117–133.
Zeeb B.A., Smol J.P. Chrysophyte scales and cysts // Smol J.P., Birks H.J.B., Last W.M. (eds). Tracking environmental change using lake sediments. Vol. 3. Terrestrial, algal and siliceous indicators, Dordrecht–Boston–London: Kluwer Academic Publishers., 2001, p. 203–223
http://asterweb.jpl.nasa.gov/gdem.aspa

T.V. Sapelko, M.A. Naumenko, D.D. Kuznetsov, A.V. Ludikova, N.V. Ignatieva

HOLOCENE HISTORY OF LAKES ON KHACHIN ISLAND (SELIGER)

The results of studies of two small lakes on the Khachin Island, located in the northern part of the Lake Seliger, made it possible to reconstruct the lakes development stages during the Holocene period. The studies included lithological, pollen, diatom analyzes, analysis of the phosphorus and metals dynamics, calculations of the probability of the influence of anthropogenic factors on the lake ecosystems development. The studied lakes differ from the other numerous lakes of the Khachin Island in considerable depth, funnel-shaped hollows and sedimentation conditions, which confirms the karst origin of the lakes. The morphometric models of the depths and slopes distribution made it possible to study the relief of the lakes bottom, to establish the exact morphometric characteristics. The maximum depths of the lakes were determined to be 33,7 and 15,2 m. A detailed study of surface lake sediments samples made it possible to adequately interpret the results of the Holocene history reconstructions of the lakes.

Key words: paleolimnology, island's karst lakes, lakes sediments, morphometry, lake bottom relief, geochemistry, palynology, diatoms, Valdai Upland, paleogeography, Holocene

СОДЕРЖАНИЕ

Второв И.П., Тесаков А.С. ВАЛЕРИАН ИННОКЕНТЬЕВИЧ ГРОМОВ (1896–1978) – СОЗДАТЕЛЬ ШКОЛЫ БИОСТРАТИГРАФОВ-ЧЕТВЕРТИЧНИКОВ: К 125-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ..... 5

Глушанкова Н.И., Маркова А.К. РАЗРЕЗ РЫБНАЯ СЛОБОДА: НОВОЕ ЛИХВИНСКОЕ МЕСТОНАХОЖДЕНИЕ ФАУНЫ МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И СТРОЕНИЕ ПОСТЛИХВИНСКОГО ШЛЕЙФА СКЛОНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ III НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ КАМЫ..... 13

Лаврушин Ю.А. ОСНОВЫ СОВРЕМЕННОЙ КОНЦЕПЦИИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КРАЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ЛЕДНИКОВЫХ ПОКРОВОВ..... 38

Сапелко Т.В., Науменко М.А., Кузнецов Д.Д., Лудикова А.В., Игнатьева Н.В. ГОЛОЦЕНОВАЯ ИСТОРИЯ ОЗЕР НА ОСТРОВЕ ХАЧИН (СЕЛИГЕР)..... 71

CONTENTS

Vtorov I.P., Tesakov A.S. VALERIAN INNOKENTIEVICH GROMOV (1896–1978) – THE FOUNDER OF THE RUSSIAN SCHOOL OF QUATERNARY BIOSTRATIGRAPHY: TO THE 125TH ANNIVERSARY OF HIS BIRTH..... 5

Glushankova N.I., Markova A.K. RYBNAYA SLOBODA SECTION: NEW LIKHVIN LOCALITY OF SMALL MAMMALS AND THE STRUCTURE OF POST-LIKHVIN PLUME OF SLOPE DEPOSITS ON THE SURFACE OF III KAMA..... 13

Lavrushin Yu.A. THE BASICS OF THE MODERN CONCEPT OF THE STUDY «MORPHOLOGY AND FORMATION OF MARGINAL DEPOSITS OF PLEISTOCENE GLACIERS»..... 38

Sapelko T.V., Naumenko M.A., Kuznetsov D.D., Ludikova A.V., Ignatieva N.V. HOLOCENE HISTORY OF LAKES ON KHACHIN ISLAND (SELIGER)..... 71